

Wpływ zachmurzenia na ustonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne

na przykładzie krakowskiej serii pomiarów

Dorota Matuszko

WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU JAGIELLOŃSKIEGO

RECENCI

Joanna Wibig

Zbigniew Ustrnul

PROJEKT OKŁADKI

Agnieszka Winciorek

FOTOGRAFIE

Dorota Matuszko

FOTOGRAFIA NA OKŁADCE

Jakub Soroka

© Copyright by Dorota Matuszko & Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego

Wydanie I, Kraków 2009

All rights reserved

ISBN 978-83-233-2762-2



www.wuj.pl

Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego

Redakcja: ul. Michałowskiego 9/2, 31-126 Kraków

tel. 012-631-18-81, tel./fax 012-631-18-83

Dystrybucja: ul. Wrocławska 53, 30-011 Kraków

tel. 012-631-01-97, tel./fax 012-631-01-98

tel. kom. 0506-006-674, e-mail: sprzedaz@wuj.pl

Konto: PEKAO SA, nr 80 1240 4722 1111 0000 4856 3325

SPIS TREŚCI

PODZIĘKOWANIA	7
WYKAZ NAJCZĘŚCIEJ STOSOWANYCH SKRÓTÓW	8
1. WSTĘP	9
1.1. Wprowadzenie	9
1.2. Dotychczasowy stan badań	12
1.3. Cel pracy	29
2. MATERIAŁY I METODA PRACY	31
2.1. Terminologia i symbole zastosowane w opracowaniu	32
2.2. Dane nefologiczne	38
2.3. Dane heliograficzne	39
2.4. Dane aktynometryczne	49
2.5. Tok pracy	50
3. UWARUNKOWANIA DOPŁYWU ENERGII SŁONECZNEJ DO POWIERZCHNI ZIEMI W KRAKOWIE	55
3.1. Czynniki astronomiczne	55
3.2. Wpływ położenia Krakowa na przezroczystość atmosfery	58
3.3. Zależność zachmurzenia od cyrkulacji atmosfery	66
4. ZMIENNOŚĆ ZACHMURZENIA W KRAKOWIE	83
4.1. Wielkość zachmurzenia ogólnego	83
4.2. Udział poszczególnych rodzajów chmur w zachmurzeniu Krakowa	87
4.3. Przebieg roczny i dzienny rodzajów chmur	94
5. CECHY RADIACYJNE KLIMATU KRAKOWA	101
5.1. Charakterystyka usłonecznienia w przebiegu rocznym i dziennym	102
5.2. Promieniowanie słoneczne w warunkach pogody bezchmurnej	109

6. ZALEŻNOŚĆ USŁONECZNIEŃ OD WIELKOŚCI ZACHMURZENIA ...	117
7. ZALEŻNOŚĆ USŁONECZNIEŃ OD RODZAJÓW CHMUR	123
7.1. Wpływ poszczególnych rodzajów chmur na usłonecznienie	123
7.2. Wpływ układów chmur na usłonecznienie	131
8. WPŁYW ZACHMURZENIA NA NATĘŻENIE CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO	137
8.1. Zależność całkowitego promieniowania słonecznego od wielkości zachmurzenia	138
8.2. Zróżnicowanie natężenia promieniowania całkowitego w zależności od rodzajów chmur	141
8.3. Natężenie promieniowania całkowitego w południe a całodzienna energia promieniowania	156
9. ZALEŻNOŚĆ NATĘŻENIA CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO OD USŁONECZNIEŃ	159
10. REKONSTRUKCJA WARTOŚCI CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO W KRAKOWIE	171
10.1. Przebieg wieloletni i roczny promieniowania całkowitego w Krakowie (1884–2007)	173
10.2. Zależność sumy dobowej całkowitego promieniowania słonecznego od zachmurzenia	178
PODSUMOWANIE I WNIOSKI	181
LITERATURA	191
SPIS RYCIN	205
SPIS TABEL	209
SUMMARY	211
LIST OF FIGURES	217
LIST OF TABLES	221

PODZIĘKOWANIA

Słowa wdzięczności kieruję do Pana Profesora Stanisława Węglarczyka z Politechniki Krakowskiej za pomoc w wykonaniu obliczeń statystycznych oraz za wiele cennych uwag i opinii przy okazji pasjonujących dyskusji naukowych.

Serdeczne dziękuję Pani dr Liliannie Skublickiej z Instytutu Rozwoju Miast za wszelką okazaną mi pomoc, zwłaszcza przy tworzeniu bazy danych i wykonywaniu rycin.

Jestem ogromnie wdzięczna Panu mgr. Jakubowi Soroce z Regionalnej Stacji Hydrologiczno-Meteorologicznej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Gorzowie Wielkopolskim za podzielenie się ze mną wnikliwymi spostrzeżeniami dotyczącymi obserwacji chmur i pomiarów promieniowania.

Podziękowania składam także Koleżankom i Kolegom z Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, zwłaszcza Pani Profesor Janinie Trepieńskiej oraz Obserwatorom ze Stacji Naukowej, na których pomoc zawsze mogłam liczyć. Jestem szczególnie wdzięczna Panu mgr. Adamowi Michniewskiemu za weryfikację serii danych aktynometrycznych.

W ostatecznym przygotowaniu pracy do druku bardzo pomogły mi uwagi recenzentów: Profesor Joanny Wibig z Uniwersytetu Łódzkiego oraz Profesora Zbigniewa Ustrnula, kierownika Zakładu Klimatologii IGiGP UJ. Serdecznie za nie dziękuję.

Pragnę wyrazić także szczególną wdzięczność Pani Profesor Barbarze Obrębskiej-Starkłowej, która zachęciła mnie do pracy naukowej, była wzorem i autorytetem, promotorem moich prac – magisterskiej i doktorskiej.

WYKAZ NAJCZĘŚCIEJ STOSOWANYCH SKRÓTÓW

a) nazwy chmur

Ci – Cirrus

Cc – Cirrocumulus

CS – Cirrostratus

Ac – Altocumulus

As – Altostratus

Ns – Nimbostratus

St – Stratus

Sc – Stratocumulus

Cu – Cumulus

Cb – Cumulonimbus

b) jednostki

Wm^{-2} – $W \cdot m^{-2}$ natężenie promieniowania

MJm^{-2} , Jm^{-2} , – $MJ \cdot m^{-2}$, $J \cdot m^{-2}$ suma promieniowania

h^0 – kąt wysokości słońca [stopnie]

1. WSTĘP

1.1. WPROWADZENIE

Promieniowanie słoneczne, jak powszechnie wiadomo, jest podstawowym źródłem energii dla Ziemi i otaczającej ją atmosfery. Stanowi główną przyczynę cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej, obiegu wody w przyrodzie oraz wielu procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych. Wielkość energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi jest mniejsza od gęstości strumienia energii promienistej na górnej granicy atmosfery ze względu na procesy pochłaniania i rozpraszania przez cząstki gazów, chmury i aerozole atmosferyczne.

Zachmurzenie jest najważniejszym czynnikiem meteorologicznym kształtującym strumień energii słonecznej dopływającej do powierzchni Ziemi. Chmury mogą zatrzymywać ponad dwa razy więcej promieniowania słonecznego niż atmosfera bezchmurna. Dzięki swym właściwościom odbijania, pochłaniania i rozpraszania promieniowania Słońca i Ziemi w znaczący sposób wpływają na dystrybucję ciepła w atmosferze ziemskiej, a tym samym na klimat naszej planety.

Wielkość energii słonecznej przechodzącej przez chmury nie jest stała. Różnica w przenikaniu promieniowania słonecznego przez pokrywę chmur zależy od wielkości zachmurzenia, rodzajów chmur (miąższości, wysokości zalegania, mikrostruktury i wodności) ich rozmieszczenia względem tarczy słonecznej oraz innych, jeszcze nie w pełni poznanych czynników. Grube chmury warstwowe piętra niskiego mogą redukować natężenie promieniowania słonecznego o 80–90%, a w pewnych warunkach chmury konwekcyjne, rozbudowane pionowo, mogą podnosić jego wartość o 10–15% w stosunku do pogody bezchmurnej (Monteith, Unsworth 1988).

Oslabiające działanie atmosfery i chmur zależy od długości drogi, jaką przebywa promieniowanie w atmosferze, i od stopnia przezroczystości atmosfery.

W obszernej literaturze klimatologicznej na temat promieniowania słonecznego stosunki radiacyjne badane są zwykle w atmosferze bezchmurnej. Zastosowanie różnego rodzaju modeli, umożliwiających obliczanie strumieni promieniowania, ograniczone jest również do przypadku atmosfery bezchmurnej. Ze względu na fakt, że

w warunkach klimatycznych Polski pogoda bezchmurna panuje stosunkowo rzadko (w Krakowie średnio w roku jest 11 dni bezchmurnych), problem transmisji energii promienistej Słońca przez chmury różnego rodzaju, gatunku i odmiany jest bardzo ważny. Najczęściej wpływ zachmurzenia na promieniowanie słoneczne rozpatrywany jest tylko w aspekcie stopnia pokrycia nieba chmurami z pominięciem ich rodzajów. Z prostych pomiarów i obserwacji wynika jednak, że nawet przy całkowitym pokryciu nieba przez chmury piętra wysokiego, np. *Cirrostratus*, promieniowanie słoneczne prawie bez ograniczeń dociera do powierzchni Ziemi, natomiast przy chmurach warstwowych piętra niskiego czy średniego, np. *Nimbostratus*, promieniowanie bezpośrednie jest zatrzymywane. Zarówno w jednym, jak i w drugim przypadku notowane jest całkowite zachmurzenie (8/8), co sugeruje brak rejestracji usłonecznienia.

Problem stopnia pochłaniania bądź przepuszczania energii promienistej Słońca przez różne rodzaje chmur, mimo fundamentalnego znaczenia dla badań klimatu, do tej pory nie znalazł dostatecznego wyjaśnienia w literaturze klimatologicznej. Fakt ten wynika prawdopodobnie z tego, że chmury nieustannie się przekształcają i trudno jednoznacznie określić ich właściwości fizyczne. Na naziemnych stacjach meteorologicznych prowadzi się tylko wizualne obserwacje zachmurzenia, wspomagane niekiedy pomiarem wysokości podstawy chmur. W momencie jednej obserwacji klimatologicznej może wystąpić kilka rodzajów i gatunków chmur tworzących układy czy typy zachmurzenia, dlatego trudno określić, ile poszczególne, pojedyncze rodzaje chmur przepuszczają promieniowania słonecznego. Kolejna trudność w ocenie jakościowej zachmurzenia wiąże się z zasłonięciem przez chmury piętra niższego, chmur znajdujących się wyżej, co nie jest równoznaczne z ich brakiem. Z powyższych względów w wielu przypadkach nie można stwierdzić jednoznacznego związku danego rodzaju chmury z czasem i natężeniem promieniowania słonecznego. Ponadto obserwacje wizualne budzą wątpliwości, gdyż ocenianie wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur może być obarczone wadą subiektywności obserwatora (Matuszko 2000/2001). Istnieją także trudności związane z brakiem wiarygodnych materiałów źródłowych (jednorodnych serii nefologicznych i heliograficznych) oraz ogromną pracochłonnością wykonywania – koniecznych przy tym zestawień i analiz, wymagających sięgania do szczegółowych (godzinnych) danych obserwacyjnych, zwykle sporządzanych odrębnie, a nie w formie elektronicznej. Dodatkowym utrudnieniem w korzystaniu z materiałów archiwalnych jest to, że rodzaje i gatunki chmur oceniane według klasyfikacji międzynarodowej zapisywane są literowo, a nie liczbowo, jak inne elementy meteorologiczne. Problemem w ocenie stopnia transmisji promieniowania przez pokrywę chmur jest też różna liczba terminów obserwacji zachmurzenia i pomiarów usłonecznienia oraz natężenia promieniowania słonecznego. Standardowo, na stacjach klimatologicznych dokonuje się tylko trzech obserwacji zachmurzenia w ciągu dnia, podczas gdy usłonecznienie i natężenie promieniowania całkowitego są rejestrowane w sposób ciągły przez cały dzień.

Samo zachmurzenie – w przeciwieństwie do innych elementów meteorologicznych, np. temperatury powietrza czy opadów – jest stosunkowo mało rozpoznane. K. Fortuniak i inni (1998) zwracają uwagę, że niewielu klimatologów zajmuje się np. problemem rocznego przebiegu zachmurzenia według wartości dobowych. Powodem jest m.in. fakt, że interpretacja przyczyn występowania wahań w przebiegu rocznym za-

chmurzenia nie jest prosta, wiąże się bowiem ze zmianami oddziaływania czynników chmurotwórczych, termicznych i makrocyrkulacyjnych w ciągu roku (Kozuchowski 2000).

Mimo wymienionych trudności istotna rola zachmurzenia w kształtowaniu bilansu radiacyjnego Ziemi i atmosfery, któremu przypisuje się podstawowe znaczenie klimatotwórcze, skłania coraz większe grono naukowców do podjęcia badań dotyczących tego zagadnienia. W ostatnich latach obserwuje się wzrost zainteresowania badaniami zmienności zachmurzenia, także pod względem składu rodzajowego. Autorzy coraz częściej zwracają uwagę na rolę rodzajów chmur w badaniach zmian klimatu (Klein, Hartmann 1993; Norris 2005, 2006; Warren i in. 2006; Wibig 2008). Szczególnie oddziaływanie chmur na dopływ promieniowania słonecznego jest obecnie coraz silniej podkreślane i znajduje odbicie w programach najnowszych badań satelitarnych. Rozkład zachmurzenia i jego właściwości radiacyjne są monitorowane z kosmosu od 1992 roku w ramach Międzynarodowego Projektu Satelitarnej Klimatologii Chmur – ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). Prowadzenie obserwacji zachmurzenia z orbity okołoziemskiej pozwala zebrać informacje o stosunkach nefologicznych nad oceanami czy niezamieszkanymi wnętrzami kontynentów. Należy jednak pamiętać, że zdjęcia satelitarne nie zastąpią obserwacji ze stacji na powierzchni Ziemi, jedynie mogą je uzupełniać (Norris 2005). Badania chmur na podstawie danych naziemnych są konieczne do obliczenia wpływu zachmurzenia na saldo promieniowania zarówno powierzchni Ziemi, jak i górnej części atmosfery, oraz określenia właściwości chmur tam, gdzie badania satelitarne nie przynoszą oczekiwanych rezultatów. Chmury niskie, które najsilniej modyfikują warunki klimatu lokalnego, najtrudniej są widziane z kosmosu, przy stosunkowo łatwej obserwacji ze stacji naziemnych. Serie konwencjonalnych obserwacji zachmurzenia są znacznie dłuższe od ciągów danych satelitarnych (Norris 2000), co w aspekcie klimatologicznym ma szczególne znaczenie.

Zachmurzenie jest elementem pogody i klimatu, który – jak dotąd – najtrudniej daje się włączyć do modeli klimatycznych ze względu na znaczną zmienność zarówno w czasie, jak i przestrzeni. W ogólnosiwiatowej współczesnej literaturze klimatologicznej oraz w kolejnych Raportach IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) wymienia się znaczącą rolę zachmurzenia w modyfikacji współczesnych zmian temperatury powietrza w aspekcie globalnego ocieplenia. W II Raporcie IPCC na drugą Światową Konferencję Klimatyczną ONZ znalazło się stwierdzenie (Schönwiese 1997), że w wielu punktach prognozy zmian klimatu obarczone są dużym stopniem niepewności z powodu niepełnego zrozumienia chmur, mających silny wpływ na wielkość zmian klimatycznych.

Większe zachmurzenie ogranicza ilość promieniowania słonecznego dopływającego do powierzchni Ziemi, ale jednocześnie pochłania promieniowanie długofalowe, zapobiegając nadmiernemu wychłodzeniu dolnej troposfery. Według P.E. Crowe'a (1987) wysokość zalegania poszczególnych warstw chmur wpływa na wartość promieniowania efektywnego. Efekt cieplarniany zwiększa szczególnie obecność chmur niskich, ze względu na zatrzymywanie ciepła przy powierzchni Ziemi. Chmury wysokie w dużym stopniu przepuszczają zarówno promieniowanie słoneczne, jak i długofalowe, przyczyniając się do ochłodzenia przypowierzchniowych warstw atmosfery. Są one chmurami chłodnymi, dlatego stanowią mniej efektywną niż chmury niskie zapo-

rę dla nocnego wypromieniowania Ziemi, gdyż dopływające do nich promieniowanie zostaje natychmiast zużyte na wzrost temperatury i promieniowanie zwrotne chmur jest proporcjonalnie mniejsze. Zdaniem S.A. Kleina i D.L. Hartmanna (1993), chmury wysokie przyczyniają się do ochłodzenia powierzchni Ziemi i dolnej troposfery, gdyż odbijają promieniowanie słoneczne w wyższym stopniu, niż hamują ucieczkę ciepła. Sprzeczne z tymi twierdzeniami są poglądy K. Szygi-Pluty (2002), która – powołując się na literaturę zagraniczną (McGuffie, Henderson-Sellers 1997) – podaje, że chmury *Cirrus*, które są przezroczyste dla fal widzialnej części widma słonecznego, mają znikomy wpływ na albedo i dlatego mogą w przyszłości powodować ocieplenie systemu poprzez wzmożenie efektu cieplarnianego. H. Svensmark i E. Friis-Christensen (1997) uważają, że zwiększenie zachmurzenia o 2% może zlikwidować nasilający się obecnie efekt cieplarniany. Wzrost zachmurzenia może spowodować słaba aktywność słoneczna, gdyż w latach z małą liczbą plam na Słońcu do atmosfery dociera spoza naszego układu więcej cząstek energetycznych tworzących jądra kondensacji.

Należy jednak pamiętać, że zmiana wielkości zachmurzenia może przejawiać się w dwojaki sposób, jako przyrost ilości chmur o budowie pionowej lub zwiększenie pokrycia nieba przez chmury o dużej rozciągłości poziomej. Jeśli wzrost zachmurzenia będzie polegał na zwiększeniu częstości występowania chmur rozbudowanych pionowo, to niekoniecznie musi prowadzić do osłabienia promieniowania dochodzącego do powierzchni Ziemi.

Współczesne poglądy na rolę poszczególnych rodzajów chmur w kształtowaniu strumienia promieniowania słonecznego są dyskusyjne. Problem wpływu zachmurzenia na transmisję promieniowania słonecznego jest bardzo złożony, słabo rozpoznany i wymaga zarówno skomplikowanych badań eksperymentalnych z zakresu fizyki chmur, jak i rozważań teoretycznych o charakterze klimatologiczno-statystycznym, do jakich należy niniejsza rozprawa.

1.2. DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ

Podstawowymi wielkościami mierzonymi na naziemnych stacjach meteorologicznych, które charakteryzują promieniowanie słoneczne docierające na powierzchnię Ziemi, są usłonecznienie (czas wyrażony w godzinach lub minutach, w którym jest rejestrowany dopływ promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi) oraz natężenie całkowitego promieniowania słonecznego (suma bezpośredniego i rozproszonego promieniowania słonecznego mierzonego na powierzchni horyzontalnej).

Związek wielkości zachmurzenia z usłonecznieniem

Zależność usłonecznienia od zachmurzenia jest tak oczywista, iż pozornie wydaje się, że nie ma potrzeby jej badać. Jednak mechanizm wpływu chmur na czas trwa-

nia promieniowania słonecznego jest bardzo skomplikowany i nie w pełni rozpoznany. W publikacjach – zarówno polskich, jak i zagranicznych – zachmurzenie traktowane jest głównie w ujęciu wielkości (m.in. Dubicka 1984, 1989; Dubicka, Limanówka 1994; Gluza, Kaszewski 2000; Kuczmarski 1982a, 1982b, 1990; Limanówka, Ustrnul 2002; Michalczewski 1959; Michna, Paczos 1968; Morawska 1963, Morawska-Horawska 1984, 1985, 2002; Rojecki 1936; Stenz 1929; Tamulewicz 1974, 2000; Trybowski 1955), pomijana jest natomiast rola chmur w dopływie promieniowania słonecznego w aspekcie ich jakości, czyli rodzajów, gatunków i odmian. Powszechnie stosowana jest hipoteza A. Ångströma (1924), że dla wystarczająco długich okresów (np. miesięcznych) suma wartości usłonecznienia względnego i wielkości zachmurzenia [w%] wynosi około 100%. Założenie to nie zawsze jest spełnione, ponieważ w lecie suma ta jest z reguły większa, a w zimie mniejsza od 100%. Według J. Grunowa (1958) suma inna niż 100% może być związana z występowaniem chmur wysokich, efektem kulisowym towarzyszącym chmurom kłębiastym, zanieczyszczeniem atmosfery, mgłą lub błędami obserwatora. W warunkach Polski hipotezę A. Ångströma (1924) weryfikowali m.in. W. Gorczyński (1945), M. Kuczmarski (1990), E. Stenz (1952) oraz W. Zinkiewicz (1962). Jak podaje J. Słomka (1957), na świecie zagadnieniem związku usłonecznienia z zachmurzeniem zajmowali się już w pierwszej połowie XX wieku C.F. Brooks i E.S. Brooks (1947), J. Goldberg (1933), J. Hann i R. Süring (1939) oraz F. Lauscher (1932).

K. Chomicz i L. Kuczmarska (1971) na podstawie 15-letniego (1951–1965) materiału dotyczącego zachmurzenia (ze 116 stacji) i usłonecznienia (z 56 stacji) przedstawili rozkład przestrzenny obu elementów w Polsce. Zamiast pojęcia „usłonecznienie” autorzy używają terminu „stopień jasności” (J) jako dopełnienia wielkości zachmurzenia (Z) do 10 ($J = 10 - Z$). Wyjaśnieniem takiego podejścia jest wcześniej wspomniany fakt, że suma usłonecznienia względnego i zachmurzenia w lecie jest większa od 100%. Zdaniem autorów, w chłodnej połowie roku przy takim samym stopniu zachmurzenia jak w lecie, usłonecznienie jest mniejsze od 100%, ponieważ okres rejestracji jest skrócony ze względu na zbyt małe wielkości natężenia promieniowania bezpośredniego, pozostające poniżej tzw. progu czułości heliografu. W ciepłej połowie roku następuje szybkie wznoszenie się Słońca nad horyzont i przy dużym natężeniu promieniowania słonecznego heliograf rejestruje usłonecznienie nawet przy całkowitym pokryciu nieba chmurami *Cirrus*, choć z oceny jasności wynikałoby, że usłonecznienie wtedy nie występuje. Na podstawie wyliczeń stwierdzono istnienie zależności liniowej między zachmurzeniem i usłonecznieniem oraz wyznaczono dla wybranych miejscowości współczynniki równania regresji dla każdego miesiąca.

Tabela 1 zawiera wybrane na podstawie literatury wzory empiryczne przedstawiające zależności między zachmurzeniem, usłonecznieniem i promieniowaniem słonecznym.

Tabela 1. Wzory przedstawiające zależności między zachmurzeniem, usłonecznieniem i promieniowaniem słonecznym

Table 1. Formulas showing the relationships between cloudiness, sunshine duration and solar radiation

Autor	Rok	Wzór	Uwagi
W. Gorczyński W. Wierzbicka	1916	$z = a + b(s - k)/n$ (ogólnie) $z = 51 + 50(s - k)/n$ (dla Polski)	z – średnie zachmurzenie (%) s – liczba dni pochmurnych k – liczba dni pogodnych n – liczba dni w danym okresie a, b – stałe, dla Polski: a = 51, b = 50
W. Gorczyński	1945	$U = (100 - Z)(1 - kZ)$	U – usłonecznienie względne (%) Z – średni stopień zachmurzenia (%) k – współczynnik empiryczny, (dla Polski) k = 0,005 (śr. roczna)
E. Stenz	1952	$S = (100 - n)(1 + cn)$	S – usłonecznienie względne (%) n – zachmurzenie ogólne nieba (%) c – współczynnik (dla Polski) c = 0,0043 (śr. roczna)
J. Grunow	1958	$S + B = 100 \pm \Delta\%$	S – usłonecznienie względne (%) B – zachmurzenie (%),
A. Ångström	1924	$K_{\downarrow} = K_{m\downarrow} [a + (1 - a)s/S]$	K_{\downarrow} – całkowite promieniowanie słoneczne $K_{m\downarrow}$ – potencjalne całkowite promieniowanie słoneczne przy bezchmurnym niebie s – usłonecznienie rzeczywiste (h) S – usłonecznienie możliwe (h) a – stały współczynnik (informuje, jaka część $K_{m\downarrow}$ dochodzi do powierzchni Ziemi przy całkowitym zachmurzeniu) a = 0,25
A. Ångström S.I. Savinow	1933	$Q = Q_0 [1 - (1 - a)n/N]$	Q – suma promieniowania całkowitego Q_0 – maksymalna wielkość promieniowania, które dochodziło do powierzchni Ziemi w bezchmurny dzień n – usłonecznienie rzeczywiste (h) N – usłonecznienie możliwe (h) a – stały współczynnik (informuje, jaka część Q_0 dochodzi do powierzchni Ziemi przy całkowitym zachmurzeniu)
H.L. Penman	1948	$R_G = F(0,18 + 0,55 n/N)$	R_G – promieniowanie całkowite $F = (1 - 0,4C_H)(1 - 0,7C_M)(1 - 0,7C_L)$ C_H, C_M, C_L – stopień pokrycia nieba (%) przez chmury piętra wysokiego, średniego, niskiego n/N – stosunek usłonecznienia rzeczywistego do możliwego
J.N. Black	1956	$Q = Q_A(0,803 - 0,340C - 0,458C^2)$	Q – promieniowanie całkowite Q_A – napromieniowanie na powierzchnię poziomą poza atmosferą C – stopień zachmurzenia (0 – 10)

W wielu opracowaniach znajomość zależności statystycznej usłonecznienia od zachmurzenia pozwoliła na uzupełnienie lub korektę danych serii heliograficznej. Gdy na stacji nie było heliografu, usłonecznienie względne wyliczano na podstawie zachmurzenia ogólnego (m.in. Grunow 1958; Lauscher 1989; Michna 1974; Schmuck 1959; Schüepp 1978; Stenz 1929; Zinkiewicz 1962). Istnieją też prace, w których stopień zachmurzenia został oszacowany na podstawie wartości usłonecznienia względnego. D.V. Hoyt (1977) wyliczył ogólne zachmurzenie z danych heliograficznych mierzonych na 72 stacjach (zlokalizowanych na różnych szerokościach geograficznych od 20 do 70°N), a następnie porównał otrzymane wyniki z obserwacjami zachmurzenia dokonywanymi na stacjach. Stwierdził, że przeciętne zachmurzenie wyliczone z usłonecznienia jest około 13% mniejsze niż odpowiadające im wartości z obserwacji naziemnych. Różnice między tymi wielkościami mogą być, według D.V. Hoyta (1977), spowodowane problemami obserwacji stopnia zachmurzenia; obserwatorzy naziemni widzą boki chmur i dodają je do ogólnej wielkości zachmurzenia (efekt kulisowy), ponadto heliograf rejestruje usłonecznienie podczas występowania cienkich chmur *Cirrus*. Wnioski wyciągnięte przez autora dotyczące zawyżania stopnia pokrycia nieba chmurami są zgodne z wynikami wielkości zachmurzenia otrzymanymi z pomiarów lotniczych i satelitarnych (Cicenکو 1975).

Metodę korelacji do charakterystyki usłonecznienia i jego związków z zachmurzeniem w Lublinie wykorzystali A. Gluza i E. Filipiuk (1995) na podstawie danych z lat 1952–1991.

O zachmurzeniu i usłonecznieniu Krakowa w zakresie ich zmienności, a tylko w niewielkim stopniu relacji między tymi elementami, traktują prace M. Morawskiej. W jednej z nich (1963) autorka wykorzystowała 100-letnią serię obserwacji (1859–1958) wykonywanych na stacji klimatologicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego i określiła wieloletnie tendencje usłonecznienia i zachmurzenia pod względem ilościowym. Zależność usłonecznienia od zachmurzenia w Krakowie wyraziła równaniem $y = 133,86 - 1,41x$. Wyznaczoną zależność autorka wykorzystwała do uzupełnienia usłonecznienia za okres od 1859 do 1883 roku na podstawie znanego zachmurzenia. Późniejsze prace M. Morawskiej-Horawskiej (1981, 1984, 1985, 2002), dotyczą zmian w zachmurzeniu ogólnym Krakowa oraz ich przyczyn w ostatnich 120 latach (1861–1980). Wspólnie z Z. Oleckim M. Morawska-Horawska (1996) przedstawiła zmiany w zachmurzeniu, usłonecznieniu i promieniowaniu słonecznym w Krakowie w ostatnich 40 latach XX wieku na tle 130-letniej serii obserwacyjnej.

Z prac zagranicznych warto wymienić opracowanie R.L. Foxa (1961), które dotyczy wzajemnych zależności między usłonecznieniem względnym a zachmurzeniem przez chmury warstwowe w ciągu roku w Stanach Zjednoczonych. Dla tego obszaru rozkład zachmurzenia i usłonecznienia względnego oraz korelacje między nimi przedstawił J.K. Angell (1990), na podstawie danych z lat 1950–1988 ze 100 stacji. Autor stwierdził, że największe zachmurzenie i najmniejsze usłonecznienie wystąpiło w latach 1972 i 1982 podczas silnego El Niño.

Zmiany zachmurzenia i usłonecznienia w Stanach Zjednoczonych są również opisane w pracy J.K. Angella i in. (1989). Przy wykorzystaniu danych ze 101 stacji, na podstawie badań prowadzonych w latach 1950–1982 autorzy stwierdzili, że pomimo znacznego wzrostu zachmurzenia zarejestrowano tylko nieznaczny spadek usłonecz-

nienia. Jako przyczynę podają wzrost częstości występowania chmur *Cirrus* (na skutek rozwoju lotnictwa), które – jak wynika z innych badań (Abakumova i in. 1989; Anikin, Šukurov 1989; Chelchowski 1970; Okołowicz 1962; Vowinkel, Orvig 1962) – przepuszczają promieniowanie słoneczne. Również G.A. Tunnell (1957) na podstawie danych z 41 niemieckich stacji z lat 1924–1933 zwrócił uwagę na wysokość występowania chmur i ich wpływ na usłonecznienie w zależności od położenia stacji nad poziomem morza.

Wpływ zachmurzenia na promieniowanie słoneczne

Ciekawe ujęcie zagadnienia związków zachmurzenia z promieniowaniem słonecznym zawiera praca J. Burzyńskiego (1998), w której autor przedstawił metody stosowane w służbie meteorologicznej IMGW do zastępowania obserwacji zachmurzenia automatycznymi pomiarami całkowitego promieniowania słonecznego. Porównał on wyniki formuł matematycznych do określania wartości promieniowania całkowitego i podał ograniczenia do ich stosowania. Stwierdził konieczność badania wpływu zachmurzenia (z podziałem na chmury wysokie, średnie i niskie) ze względu na zwiększenie dokładności formuł do obliczeń promieniowania całkowitego. Ponadto zauważył, że obserwacja wielkości zachmurzenia jest bardziej reprezentatywna dla dużego obszaru, gdyż lepiej uwzględnia zmienność przestrzenną niż stopień zachmurzenia określony na podstawie pomiaru promieniowania prowadzonego w jednym punkcie.

Z metodycznego punktu widzenia bardzo interesująca jest praca J. Kossowskiego i B. Łykowskiego (2007), która dotyczy podstawowych, bezpośrednich związków wielkości sum dziennych całkowitego promieniowania słonecznego z usłonecznieniem i stopniem zachmurzenia ogólnego, opisywanych równaniami liniowymi lub wielomianem. W opracowaniu wykorzystano wyniki pomiarów i obserwacji wykonywanych w Obserwatorium Agrometeorologicznym lubelskiej Akademii Rolniczej w Felinie, w 8 dekadach lat 1978, 1979, 1984, 1988 i 1989 (łącznie 410 dni). Z analizy przeprowadzonej w tej pracy wynika, że przy szacowaniu sum dziennych promieniowania słonecznego lepiej jest korzystać z równań określających zależności tych sum od wielkości usłonecznienia niż stopnia zachmurzenia, przy czym do opisu tych zależności (a zwłaszcza wyznaczanych na podstawie danych dobowych) lepiej jest stosować wielomian niż równanie liniowe. Według autorów, z większą ufnością można traktować dane o promieniowaniu słonecznym oszacowane według równań wyznaczonych na podstawie wartości uśrednionych (dekadowych, miesięcznych), aniżeli na podstawie zbiorów danych z pojedynczych dni. W omawianym opracowaniu potwierdzenie znalazło zjawisko występowania największych wartości sum dziennych promieniowania słonecznego przy niewielkim zachmurzeniu (1–1,3 chmurami *Cumulus*), a nie przy bezchmurnym niebie.

Związek rodzajów chmur z dopływem promieniowania słonecznego

Praca F.B. Webstera (1969) dotyczy związków usłonecznienia z zachmurzeniem, zarówno w aspekcie ilościowym, jak i jakościowym. Na przykładzie danych z Walencji z lat 1881–1915 oraz z lat 1961–1966 (tylko od maja do września), wykazał zależności między rodzajem chmur (według klasyfikacji podanej w *Międzynarodowym atlasie chmur*) i stopniem pokrycia nieba przez te chmury a wielkością usłonecznienia rzeczywistego.

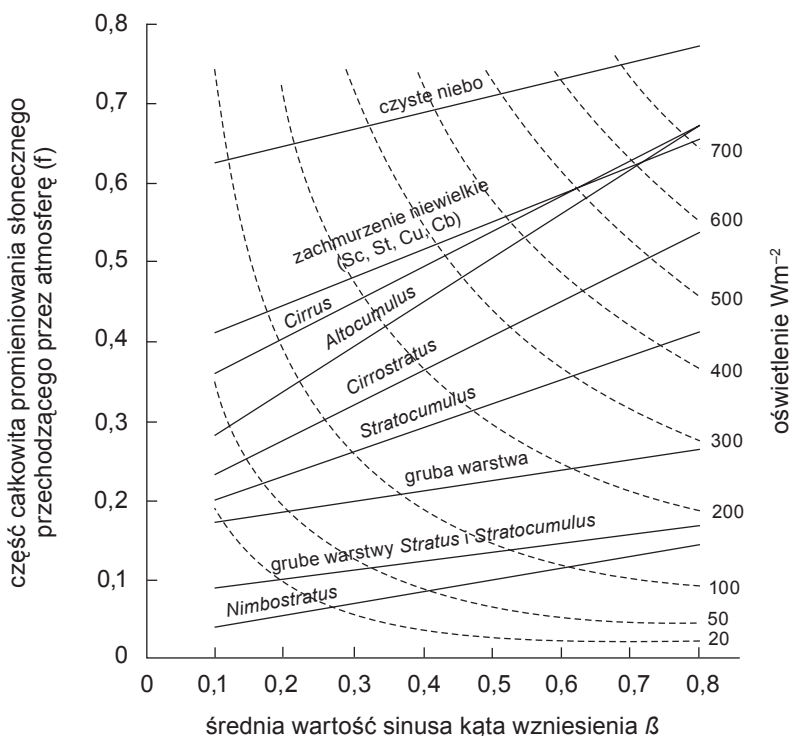
Wśród prac polskich poświęconych temu tematowi należy wymienić opracowanie W. Parczewskiego (1957). Autor ten analizował (dla sześciu wybranych stacji z całej Polski) zależności między przebiegiem średniego dziennego stopnia zachmurzenia oraz przebiegiem maksymalnego dziennego usłonecznienia a częstością występowania chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz *Stratus* i *Stratocumulus opacus*. Według W. Parczewskiego (1957) średnie dzienne usłonecznienie w miesiącu rośnie wraz ze wzrostem częstości występowania w tym miesiącu chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus*, maleje zaś w okresach dużej częstości występowania chmur *Stratus* i *Stratocumulus*. W. Parczewski (1957) uważa, że na podstawie dziennego przebiegu maksimum usłonecznienia lub przebiegu średniego dziennego usłonecznienia można w przybliżeniu odtworzyć typ zachmurzenia w danej miejscowości, natomiast na podstawie przebiegu częstości występowania chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz *Stratus* i *Stratocumulus opacus* zrekonstruować przebieg dziennego maksimum usłonecznienia i przebieg średniego dziennego usłonecznienia.

Tylko w niektórych pracach zagranicznych (Kalitin 1950; London 1957; Lumb 1964; Manabe, Strickler 1964; Kondratiew 1965; Kostianoj, Kuriłowa 1966; Davies i in. 1975; Monteith 1977; Robinson 1977; Kondratiew i in. 1981; Kondratiew, Binienko 1984; Monteith, Unsworth 1988; Mazin, Hrgian 1989; Segal, Davis 1992; Kuchinke, Nunez 1999) zwrócono uwagę na związek rodzajów chmur z dopływem promieniowania słonecznego. Są to na ogół prace przedstawiające krótkotrwałe (często trwające tylko kilka miesięcy) pomiary eksperymentalne prowadzone na jednej lub kilku stacjach.

J.R.L. Monteith (1977) opisuje zestawienie porównawcze oświetlenia powierzchni Ziemi dla różnych rodzajów chmur i przy różnych kątach wzniesienia Słońca (ryc. 1). Zależności te wyznaczono (Lumb 1964) na podstawie pomiarów przeprowadzonych na Północnym Atlantyku – 52°N, 20°W. Liniami prostymi oznaczono empiryczne zależności między promieniowaniem słonecznym a kątem wzniesienia Słońca przy różnym zachmurzeniu, liniami przerywanymi – krzywe stałego poziomu oświetlenia. Monteith (1977) zwraca uwagę, że gruba warstwa chmur *Stratus* jest w stanie odbijać w swej górnej partii do 70% padającego na nią światła słonecznego. Autor pisze, że obserwowana z lecącego ponad nią samolotu błyszczy jak pokrywa śnieżna. Około 20% padającego promieniowania pochłaniane jest wewnątrz warstwy tak, że do powierzchni Ziemi dociera zaledwie około 10% padającego promieniowania. Z tego też powodu chmury takie są koloru szarego, a światło przez nie przepuszczane jest całkowicie rozproszone. Zupełnie inne właściwości mają cienkie chmury *Cirrus*, przy których oświetlenie powierzchni Ziemi sięga 70% oświetlenia przy bezchmurnym niebie.

W pracach autorów radzieckich (Kalitin 1950; Kondratiew 1965; Kondratiew, Binienko 1984; Kondratiew i in. 1981; Mazin, Hrgian 1989) można znaleźć interesujące wyniki badań wykonywanych na terenie Związku Radzieckiego, dotyczących zależności natężenia

promieniowania bezpośredniego, rozproszonego i całkowitego od wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur oraz ich grubości, a także wysokości Słońca nad horyzontem.



Ryc. 1. Zależność promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi od rodzajów chmur i wysokości Słońca (według J.R.L. Monteitha 1977)

Fig. 1. Solar radiation reaching the Earth's surface, depending on cloud genera and the height of the Sun (according to J.R.L. Monteith 1977)

Także uczeni kanadyjscy, P.W. Suckling i J.E. Hay (1977), zwrócili uwagę na rolę poszczególnych rodzajów chmur w dopływie promieniowania słonecznego. Na podstawie wartości usłonecznienia opracowali model do obliczania godzinnych i dziennych sum promieniowania bezpośredniego, rozproszonego i całkowitego. Według wymienionych autorów, przy użyciu modelu uwzględniającego różne rodzaje chmur można wyznaczyć wartość promieniowania całkowitego dla miejsc, w których brak danych. Najlepszą zgodność między oszacowaną a zmierzoną wartością w kilku miastach Kanady otrzymano dla dłuższych okresów (dla 10 dni około 8%, 5 dni – poniżej 10,5%).

Próbie klasyfikacji zachmurzenia w aspekcie składowych bilansu promieniowania zaproponował Z. Wilczek (2000) na podstawie stopnia pokrycia nieba chmurami, wysokości podstawy chmur oraz ich rodzaju. Do analizy wykorzystał materiał obserwacyjny pochodzący z 1995 roku z Regionalnego Biura Meteorologicznego w Dęblinie. Autor wyróżnił cztery podstawowe typy zachmurzenia:

- 1) H – sytuacje z niebem bezchmurnym oraz z chmurami wysokimi, niezależnie od stopnia zachmurzenia. W tych warunkach nie występują ograniczenia spowodowane zachmurzeniem w dopływie promieniowania bezpośredniego w ciągu dnia, w nocy zaś zachodzi maksymalna utrata ciepła z powierzchni czynnej spowodowana intensywnym promieniowaniem efektywnym;
- 2) M – chmury *Altostratus* i *Alto cumulus* niezależnie od stopnia zachmurzenia lub łącznego występowania wymienionych rodzajów chmur z chmurami wysokimi. Ten typ zachmurzenia może powodować niewielkie ograniczenia dopływu promieniowania bezpośredniego, zwłaszcza przy dużym kącie padania promieni słonecznych, lecz może ograniczać promieniowanie efektywne;
- 3) L5 – chmury niskie, przy zachmurzeniu $N < 6/10$. Dopływ promieniowania bezpośredniego może być ograniczony w ponad 50% w ciągu dnia, natomiast w nocy promieniowanie zwrotne atmosfery może znacznie ograniczać straty ciepła z powierzchni czynnej;
- 4) L0 – chmury niskie, przy zachmurzeniu $N > 6/10$ oraz niebie niewidocznym. W dzień promieniowanie bezpośrednie i usłonecznienie rzeczywiste praktycznie nie występują, w nocy promieniowanie efektywne osiąga minimalne wartości.

Z pracy Z. Wilczka (2000) wynika, że energetyczny typ zachmurzenia L0, w największym stopniu osłabiający dopływ promieniowania bezpośredniego, obserwowano nad Dęblinem najczęściej (3371 godzin). Najrzadziej (1156 godzin) występował najbardziej korzystny pod względem bilansu promieniowania typ M.

Według ostatnich badań z zakresu biometeorologii (Błażejczyk 2004) do wyznaczania poszczególnych strumieni ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem, gdy brak jest pomiarów natężenia promieniowania słonecznego, można stosować model SolAlt, który pozwala na oszacowanie (z błędem nieprzekraczającym 20%) ilości promieniowania pochłoniętego przez człowieka na podstawie informacji o wielkości zachmurzenia i wysokości Słońca. Do tego celu służą wzory, które mają zróżnicowaną postać, zależnie od wysokości Słońca ($h \leq 4^\circ$ lub $h > 4^\circ$) i wielkości zachmurzenia ($N \leq 20\%$, $20 < N \leq 50\%$, $50 < N \leq 80\%$, $N > 80\%$).

Związek natężenia promieniowania słonecznego z usłonecznieniem i zachmurzeniem

Chociaż usłonecznienie ujmuje tylko czas dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi, to jednak dostarcza ono także pewnych danych o mocy dziennej tego promieniowania, tj. o całkowitej energii cieplnej promieniowania słonecznego otrzymanej w ciągu dnia (Słomka 1957). Zastosowanie metod obliczeniowych do oceny promieniowania całkowitego polega na wyznaczeniu zależności między promieniowaniem potencjalnym a całkowitym w postaci funkcji, w której jedną ze zmiennych niezależnych jest usłonecznienie lub zachmurzenie. Materiałami wyjściowymi do tych obliczeń są także wartości promieniowania dochodzącego do górnej granicy atmosfery albo do powierzchni Ziemi w warunkach pogody bezchmurnej. Według Z. Oleckiego (1989), jeśli pierwsza z tych wartości jest łatwa do określenia, to wyznaczenie drugiej z nich jest znacznie trudniejsze, a stosowane tu powszechnie metody V.N. Ukrainceva (1939), I.I. Borzenkovej (1965) i J. Tomlaina (1979) dają mało zadowalające wyniki.

Ir.C. Baars (1973) omówił związki między promieniowaniem całkowitym, usłonecznieniem względnym i zachmurzeniem. Zaprezentował i zanalizował dotychczasowe wzory i metody obliczania promieniowania odnoszące się do różnych rejonów świata. Następnie dla czterech stacji z terenu Jugosławii przedstawił wzory do obliczania promieniowania całkowitego na podstawie usłonecznienia i zachmurzenia. Dysponując danymi pomiarowymi promieniowania, porównał je z wynikami obliczeń teoretycznych, uzyskując dużą zgodność tych wielkości. J.G. Lockwood (1984) w pracy o procesach klimatotwórczych podał, iż na podstawie usłonecznienia względnego można obliczyć promieniowanie całkowite z uwzględnieniem zachmurzenia w różnych piętrach wysokościowych, stosując formułę H.L. Penmana (tab. 1). W 1968 roku E. Michna i S. Paczos scharakteryzowali zachmurzenie, usłonecznienie i natężenie promieniowania słonecznego w Bieszczadach Zachodnich. Usłonecznienie względne i natężenie promieniowania autorzy wyliczyli z zachmurzenia, dysponując danymi z 13 stacji z lat 1956–1965, natomiast analizę usłonecznienia rzeczywistego przeprowadzili tylko na danych z Leska.

J. Podogrocki (1978) skonstruował formuły matematyczne służące do wyznaczania wielkości promieniowania słonecznego w zależności od usłonecznienia lub zachmurzenia, które zawierają współczynniki określające stopień osłabienia promieniowania przez chmury. Spośród 8 formuł empirycznych (Ångströma, Blacka, Glovera, Ukrainceva, Savinowa, Kimballa, Ångströma-Savinowa, Berljand) wybrał on wzór Blacka, jako najbardziej przydatny do warunków Polski na podstawie serii danych z 6 stacji aktynometrycznych (Brwinów, Gdynia, Kołobrzeg, Suwałki, Warszawa, Zakopane) z lat 1958–1967. Autor ten przedstawił rozkład promieniowania całkowitego na obszarze Polski w wybranych miesiącach i w roku, porównując go z rozkładem promieniowania na terytorium Europy Środkowej.

Nową metodę obliczania dopływu promieniowania całkowitego Słońca do powierzchni Ziemi o dowolnym nachyleniu i ekspozycji zaproponowała A. Styszyńska (1995, 2002). Niewątpliwą zaletą wymienionych opracowań autorki jest uwzględnienie rodzajów chmur w dopływie promieniowania słonecznego. Przedstawiona przez A. Styszyńską formuła matematyczna pozwala na obliczenie promieniowania potencjalnego oraz szacowanie miesięcznych wartości promieniowania bezpośredniego i rozproszonego, docierających do obszaru o urozmaiconej rzeźbie i może być stosowana do sporządzania map zróżnicowania przestrzennego promieniowania.

A. Podstawczyńska (2007) w monografii o cechach solarnych klimatu Łodzi podjęła problem związku usłonecznienia z sumami energii całkowitego promieniowania słonecznego w aspekcie szacowania jego wartości na podstawie usłonecznienia względnego. Wyznaczyła dla Łodzi współczynniki do formuły empirycznej Blacka oraz rozszerzyła zastosowanie tej formuły do szacowania sum energii promieniowania ultrafioletowego. Autorka zwróciła uwagę na dwojaki charakter wpływu zachmurzenia na natężenie promieniowania słonecznego: zazwyczaj osłabienie promieniowania, a w pewnych warunkach pogodowych także jego zwiększenie. Ze względu na tzw. efekt lustrzany, czyli odbicie promieniowania słonecznego od bocznych części chmur konwekcyjnych, wzrasta promieniowanie rozproszone, czego rezultatem mogą być większe wartości natężenia promieniowania całkowitego w dniu pochmurnym niż w czasie pogody bezchmurnej.

Zagadnieniem – co prawda – niebędącym przedmiotem analizy w niniejszej pracy, ale niezwykle ważnym w aspekcie efektu cieplarnianego, jest wpływ zachmurzenia na wielkość promieniowania efektywnego, czyli różnicę między promieniowaniem powierzchni Ziemi i promieniowaniem zwrotnym atmosfery. Zależność promieniowania efektywnego (E_w) od stopnia zachmurzenia wyraża formuła podana przez A. Ångströma i St. Akslöfa (Molga 1987), którzy dowiedli, że między promieniowaniem efektywnym przy niebie bezchmurnym (E_0) i takim promieniowaniem efektywnym E_w , przy którym niebo jest pokryte chmurami w części $w/10$, zachodzi następująca relacja: $E_w = E_0(1 - K \cdot w/10)$, gdzie K jest stałą zależną od rodzaju chmur, jej wartość wynosi przy chmurach: *Cumulus*, *Stratocumulus*, *Nimbostratus* i *Stratus* – 0,76; *Alto-cumulus*, *Altostratus* i *Cirrostratus* – 0,52; a przy chmurach *Cirrus* – 0,26. W przypadku pokrycia nieba kilkoma warstwami chmur o różnych wysokościach, podany wyżej wzór należy rozwinąć następująco: $E_w = E_0(1 - K_1 \cdot w_1/10 - K_2 \cdot w_2/10 - K_3 \cdot w_3/10)$, gdzie K_1 , K_2 , K_3 oraz w_1 , w_2 , w_3 odpowiadają chmurom niskim, średnim i wysokim.

W.D. Sellers (1965) w podręczniku do klimatologii fizycznej podał formułę do obliczania promieniowania efektywnego i wartości współczynnika (tab. 2) uwzględniającego różne rodzaje chmur:

$$E_{en} = E_e(1 - kn^m)$$

E_{en} – promieniowanie efektywne przy występującym zachmurzeniu;

E_e – promieniowanie efektywne przy bezchmurnym niebie;

n – zachmurzenie wyrażone w postaci ułamka;

k , m – stałe ustalone z obserwacji.

Wartości współczynnika $(1 - k)$ dla różnych rodzajów chmur otrzymano z danych zawartych w pracach M.I. Budyki (1956), R. Geigera (1959) i J.E. Mc Donalda (niepublikowane) za W.D. Sellers (1965).

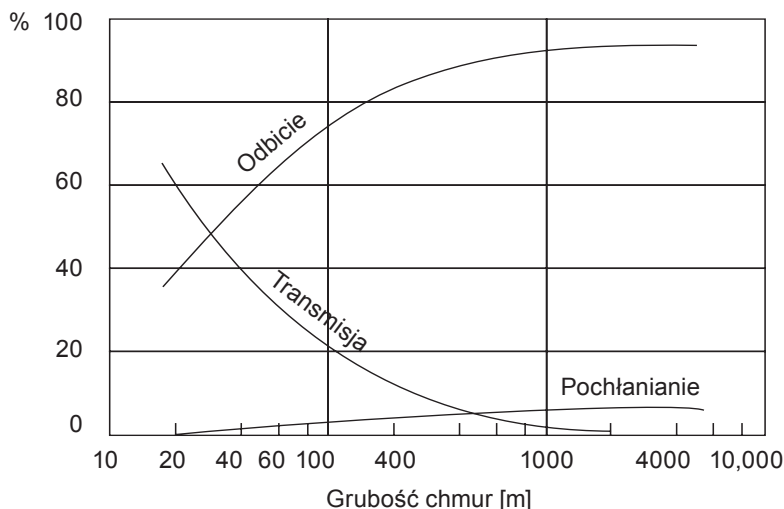
Tabela 2. Wartości współczynnika $1 - k$ dla różnych rodzajów chmur (według W.D. Sellers 1965)

Table 2. Values of the $1 - k$ coefficient for various cloud genera (according to W.D. Sellers 1965)

Rodzaj chmur	Współczynnik $1 - k$
<i>Cirrus</i>	0,16
<i>Cirrostratus</i>	0,32
<i>Alto-cumulus</i>	0,66
<i>Altostratus</i>	0,80
<i>Stratocumulus</i>	0,88
<i>Stratus</i>	0,96
<i>Nimbostratus</i>	0,99
Mgła	0,00

Wpływ własności fizycznych chmur na transmisję promieniowania słonecznego

Duża różnorodność i dynamika chmur powodują, że problem przenikania promieniowania słonecznego przez chmury nie jest w pełni rozpoznany. Chmury, zależnie od stopnia pokrycia nieba, a także od swojej grubości, gęstości, wodności, mikrostruktury oraz położenia względem tarczy słonecznej pochłaniają, odbijają i przepuszczają promienie słoneczne (tab. 3, ryc. 2), jednak sam pomiar tych wielkości jest bardzo trudny. Z tego względu wyniki otrzymywane w trakcie eksperymentów przeprowadzanych w różnych miejscach są niejednolite (tab. 4, 5).



Ryc. 2. Udział procentowy odbijania, pochłaniania i przepuszczania promieniowania słonecznego przez warstwy chmur o różnej grubości, według Hewson i Longley (1944) za Barrym i Chorleyem (1992)

Fig. 2. Percentage share of reflection, absorption and transmission of solar radiation through layers of clouds with various thickness according to Hewson and Longley (1944), and Barry and Chorley (1992)

Właściwości fizyczne chmur są przede wszystkim przedmiotem badań fizyków. Bogaty dorobek z tej dziedziny mają uczeni radzieccy (Anikin, Šukurov 1989; Czelcow 1952a; Kondratiew, Binienko 1984; Kondratiew i in. 1981; Kostianoj, Kuriłowa 1966; Mazin, Hrgian 1989). Z badań wymienionych autorów wynika, że chmury na ogół osłabiają strumień energii słonecznej. Efektywność tego procesu zależy jednak od wielkości zachmurzenia, położenia chmur względem tarczy słonecznej, wysokości Słońca oraz fizycznych właściwości chmur. Całkowite zachmurzenie przez ten sam typ chmur powoduje, że dopływ promieniowania słonecznego jest stabilny. A. Woś (1996) uważa, że przy 100% stopniu pokrycia nieba chmurami energia słoneczna dociera do powierzchni Ziemi wyłącznie za pośrednictwem promieniowania rozproszonego.

Podobny pogląd wyraża A. Kędziora (1995), dodając, że stanowi ono 20–30% energii padającej na górną powierzchnię chmur. Na podstawie badań przeprowadzonych w Belsku i Warszawie K. Słomka (1976, 1979) podaje, że przy całkowitym zachmurzeniu średnia transmisja promieniowania słonecznego wynosi 23%, natomiast przy umiarkowanym i małym zachmurzeniu wartość natężenia promieniowania całkowitego jest zmienna i może się zdarzyć, iż jest większa, niż gdyby było bezchmurnie. Sytuacja taka występuje, gdy chmury nie zakrywają Słońca. Wówczas do powierzchni Ziemi dociera promieniowanie bezpośrednie i zwiększone przez chmury promieniowanie rozproszone. Poszczególne rodzaje chmur warunkują proporcje między tymi dwoma składnikami całkowitego promieniowania słonecznego. Powyższe wyniki potwierdzają rezultaty badań J. Kossowskiego i B. Łykowskiego, prowadzonych w Felinie (2007). Wielkość promieniowania rozproszonego zależy od rozmiarów pionowych chmury i położenia względem tarczy słonecznej, mniejsze jest od strony zacienionej, maksymalne od nasłonecznionej (Robinson 1977).

Tabela 3. Zależność albedo (A), transmisji (T) i pochłaniania (P) chmur *Stratus* i *Stratocumulus* od wysokości Słońca [h°] i grubości chmur H [m] według N.I. Gojsy i W.M. Szoszina (1970)

Table 3. The relationship between the albedo (A), transmission (T) and absorption (P) of *Stratus* and *Stratocumulus* clouds, and the height of the Sun [h°] and cloud thickness H [m], according to N.I. Gojsa and W.M. Szoszina (1970)

H [m]	[h°]	T [%]	A [%]	P [%]	H [m]	[h°]	T [%]	A [%]	P [%]
175	10	37,0	59,5	3,5	450	10	14,5	80,0	5,5
	20	43,5	52,4	4,1		20	16,0	77,5	6,5
	30	48,8	47,0	4,2		30	17,5	75,8	6,7
	40	53,2	43,6	3,2		40	19,0	74,2	6,8
	50	56,0	41,0	3,0		50	20,5	72,8	6,7
260	10	23,2	72,0	4,8	610	10	11,5	83,6	4,9
	20	27,8	67,0	5,2		20	12,5	81,2	6,3
	30	31,0	62,8	6,2		30	14,0	79,7	6,3
	40	34,5	59,2	6,3		40	15,7	78,2	6,1
	50	37,2	57,0	5,8		50	17,0	77,0	6,0
350	10	18,5	75,5	6,0	900	10	10,0	85,6	4,4
	20	19,8	73,2	7,0		20	11,0	83,2	5,8
	30	22,3	70,8	6,9		30	11,7	82,0	6,3
	40	23,8	68,8	7,4		40	12,3	81,0	6,7
	50	25,6	67,4	7,0		50	13,0	80,0	7,0

W tabeli 4 przedstawiono przepuszczalność promieniowania słonecznego przez chmury według różnych autorów.

Jak wynika z danych zawartych w tej tabeli, najmniejszą przepuszczalność promieniowania słonecznego wykazują chmury *Cumulonimbus* i *Nimbostratus* (3%), największą zaś (100%, a w pewnych warunkach 112%) – chmury *Cirrus*, które cechuje także największa zmienność (od 2 do 44%) transmisji promieniowania słonecznego w zależności od wysokości Słońca (Podstawczyńska 2007). Według W. Okołowicza (1962)

Tabela 4. Przepuszczalność promieniowania słonecznego przez chmury [%] na podstawie różnych źródeł (według Sucklinga, Haya 1977)
 Table 4. Solar radiation transmission through clouds [%] on the basis of various sources (according to Suckling, Hay 1977)

Chmury	Haurwitz (wg Lista 1966)	Houghton (1954)	London (1957)	Vowinckel and Orvig (1962)				Makarevsky (wg Kondra- tiewa 1969)	Drum- mond i Hickey (1971)	Vonder Haar i Cox (1972)	Reynolds i in. (1975)	Liou (1976)
				Polar Ocean	Arctic Coast	Edmonton	Dartmouth					
<i>Ns</i>	15-25		17-25									3
<i>St</i>	24-25	25	27-41	30-70	31-60	28-50	20-29			35-50		25-49
<i>Sc</i>	29-35			40-68	38-67	31-60	38-44			35-50	27-46	
<i>Cu</i>		20	23							15-25	10-14	10-23
<i>Cb</i>			20			31-47					3	3
<i>As</i>	41	48	44-50	50-72	50-78	25-60	28-38		45	25-55		14-28
<i>Ac</i>	45-52	48		45-88	57-84	33-78	38-44	10-33	45	25-55		
<i>Cs</i>	65-84							46-73	40-80		27-40	
<i>Ci</i>	80-85	78	75-84	65-91	77-100	79-112	20-91	62-84	40-80		27-40	

chmury *Cirrus* prawie nie absorbują promieniowania, w niewielkim stopniu przyczyniając się tylko do jego rozpraszania. N.I. Gojsa (1930) i J. Słomka (1966) szacują, że przepuszczalność chmur *Cirrus* wynosi 80%. Wielu autorów (Abakumova i in. 1989; Anikin, Šukurov 1989; Chelchowski 1970; Vowinckel, Orvig 1962) zwraca uwagę, że chmury *Cirrus* w pewnych warunkach atmosferycznych powodują, iż udział promieniowania rozproszonego może być tak duży, że natężenie promieniowania całkowitego będzie większe niż w czasie pogody bezchmurnej.

Jeszcze częściej za przyczynę podwyższania przez chmury wartości natężenia promieniowania słonecznego rejestrowanego przy powierzchni Ziemi uważa się tzw. efekt lustrzany (Podstawczyńska 2004a, 2007) charakterystyczny dla chmur o budowie pionowej (szczególnie w cieplej porze roku), nieprzesłaniających tarczy słonecznej.

Chmury o budowie pionowej wywierają wpływ nie tylko na wzrost natężenia promieniowania całkowitego, lecz także na wartości usłonecznienia ze względu na tzw. efekt kulisowy (Hoyt 1977), który może powodować zwiększenie zmierzonego usłonecznienia w stosunku do ocenionego stopnia zachmurzenia. Zdarza się bowiem, że widziane przez obserwatorów naziemnych boki chmur silnie rozbudowanych w pionie są dodawane do ogólnej wielkości zachmurzenia. Błąd ten może prowadzić do zawyżenia stopnia zachmurzenia ogólnego od 10 do 20%, a w skrajnych przypadkach nawet o 25% w porównaniu z danymi satelitarnymi (Cicenko 1975). J. Słomka (1957) definiuje efekt kulisowy jako skrócenie perspektywiczne obszarów nieba niepokrytych chmurami, wywołane rozciągłością pionową chmur przerywanych.

W literaturze klimatologicznej podawane są różne wartości dotyczące własności przepuszczania promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur. Być może jest to związane z wykonywaniem pomiarów w różnych częściach chmury oraz ogromną niestabilnością chmur, które ciągle się przekształcają. Wygląd chmury pozwala na najprostszą ocenę jej własności transmisyjnych (ryc. 3–12).

Według G.J. Haltinera i F.L. Martina (1960) za W. Okołowiczem (1962), średnia wielkość ogólnej absorpcji energii promienistej przez chmury wynosi 7%.

Albedo chmur (wyrażane w ułamkach lub procentach) rozumiane jest jako właściwość górnej powierzchni chmur określona przez stosunek promieniowania odbitego do promieniowania całkowitego padającego na tę powierzchnię. Wartość albedo chmur zależy od kilku czynników: rodzaju i wielkości zachmurzenia, wysokości chmury, jej rozmiaru oraz liczby i wielkości znajdujących się wewnątrz cząstek chmurowych, w zależności od tego, czy są one zbudowane z lodu, czy tylko wody. Według S. Twomeya (1977) chmura złożona z licznych, ale drobnych kropelek ma większe albedo niż chmura o takiej samej wodności, złożona z mniejszej ilości większych kropelek. Wzrost koncentracji drobnych kropelek chmurowych, m.in. spowodowany czynnikami antropogenicznymi, powoduje zwiększenie albedo. Chmura zbudowana z bardzo drobnych kropelek nie daje opadu. Nad obszarami zurbanizowanymi chmury mają więcej zanieczyszczeń, które – służąc jako jądra kondensacji – przyczyniają się do zwiększenia grubości chmur. W chmurach o dużej miąższości występuje proces wielokrotnego rozpraszania promieniowania słonecznego na kropelkach chmurowych, kryształkach lodu, cząsteczkach gazów i aerozolu, czego skutkiem jest mała transmisja promieniowania i wysokie albedo (Robinson 1977; Kondratiew i in. 1998). Duża koncentracja SO_2 w atmosferze przyczynia się szczególnie do tworzenia „chłodnych chmur” zwiększających

albedo (Koczorowska, Zawadzki 1996). Według K.J. Kondratiewa i J.M. Timofiejewa (1970) albedo w pewnych przypadkach nie zależy od temperatury i wodności chmur, a w innych wyraźnie rośnie wraz z wodnością chmury i maleje przy wzroście temperatury. Największe albedo (80–90%) obserwuje się w odniesieniu do grubych chmur (*Nimbostratus* i *Cumulonimbus*), które zawierają cząsteczki lodu znacznie zwiększające odbicie; chmury zbudowane z kropelek wody absorbują więcej promieniowania słonecznego (Robinson 1977). K.J. Kondratiew i in. (1981) szacuje wielkość albedo pojedynczej chmury kłębiastej na około 0,30, natomiast ciągłej warstwy chmur niskich i średnich na 0,50–0,65 przy pionowym padaniu promieni słonecznych. Według wymienionych autorów wartości albedo nie wykazują dużych zmian w zależności od kąta padania promieni słonecznych (0,57 przy $h^\circ = 50^\circ$ i 0,72 przy $h^\circ = 10^\circ$). W.I. Binienko (Kondratiew i in. 1981) uważa, że przy nieciągłej powłoce chmur (zwłaszcza *Cumulus* i *Altostratus* oraz *Stratus*, *Stratocumulus* i *Altostratus*) wartość albedo zależy od stopnia zachmurzenia. Do wartości zachmurzenia 48–56% albedo górnej powłoki chmur pozostaje praktycznie takie samo i wynosi 31–34%. Przekroczenie wymienionej wartości zachmurzenia prowadzi do jednoczesnego wzrostu grubości i wielkości chmur, co powoduje wzrost wielkości albedo aż do maksimum przy całkowitym pokryciu nieba chmurami. W przypadku cienkich chmur albedo jest niewielkie, ale dla warstw o grubości kilkaset i więcej metrów wielkość ta wynosi zwykle 0,30–0,80.

W związku z dużą zmiennością albedo chmur stosowanie jego wartości średnich może prowadzić do poważnych błędów w obliczeniach bilansu promieniowania, szczególnie dla krótkich przedziałów czasu. Według M.I. Budyki (1975) bardziej prawidłowe wyniki uzyskuje się, korzystając ze średnich wartości albedo chmur podczas wyznaczania średnich wieloletnich wartości bilansu promieniowania atmosfery. W pracy S. Fritza (1949) przytoczono szacunkowe średnie albedo chmur dla całej Ziemi, wynoszące 0,50–0,55. A.I. Fiedosiejewa (1953) stosowała w swych obliczeniach klimatologicznych średnią wartość albedo chmur 0,50. Wyniki obserwacji satelitarnych wskazują, że wymienione wartości są nieco zawyżone i średnie albedo chmur wynosi najprawdopodobniej około 0,45.

Z badaniami satelitarnymi wiąże się duże nadzieje na poznanie właściwości transmisji promieniowania słonecznego przez chmury. Jednak na obecnym poziomie wiedzy zdjęcia satelitarne wykorzystywane są głównie w synoptyce, stanowiąc bardzo ważny materiał do oceny bieżącej sytuacji pogodowej. Zdjęcia satelitarne pomagają w prawidłowej ocenie rozmieszczenia chmur, wielkości i typu zachmurzenia, temperatury i ciśnienia atmosferycznego wierzchołków chmur oraz postaci fazowej i rozmiarów cząstek chmurowych. Zasadniczym problemem w stosowaniu obrazów satelitarnych jest ich właściwa interpretacja. Wykorzystanie informacji satelitarnej wymaga dobrego zrozumienia funkcjonowania poszczególnych kanałów spektralnych oraz możliwości łączenia informacji w formie kompozycji barwnych. Należy pamiętać, że każdy kanał spektralny ma inne możliwości przedstawiania zjawisk atmosferycznych. W kanale światła widzialnego VIS obszary najjaśniejsze to powierzchnie o największej odbiciowości promieniowania słonecznego, najciemniejsze – mają najmniejszą odbiciowość. Przy interpretacji zdjęć satelitarnych pod pojęciem odbiciowości (*reflectance*) rozumie się w uproszczeniu albedo chmury, które definiowane jest przez jej grubość, gęstość oraz właściwości fizyczne. Z tego względu chmury frontowe *Cumulonimbus* mają albe-

do do 90%, cienkie *Cirrus* zaś charakteryzują się słabą odbiciowością. Duża przepuszczalność (przezroczystość) chmur *Cirrus* powoduje, że są one na obrazach VIS mało albo wcale niewidoczne (podobnie jak kowadło *Cumulonimbus*), co może powodować zaniżanie wielkości zachmurzenia. W kanale podczerwieni IR najjaśniejsze są obszary o najniższej temperaturze, obiekty ciepłe zaś są ciemne. Obrazy w podczerwieni pozwalają na odczytywanie temperatury wierzchołków chmur, która jest głównym kryterium określania przynależności chmur do poszczególnych pięter wysokościowych. Rzetelną informację na temat wysokości wierzchołków chmur otrzymujemy jedynie w przypadku grubej, zwartej warstwy zachmurzenia, np. *Nimbostratus*. Informacja może się okazać błędna w przypadku, gdy chmury są porozrywane w warstwach (*Stratocumulus*), a nad nimi znajdują się chmury *Cirrus*. W kanale podczerwieni także trudno zauważyć chmury *Stratus*, ze względu na małą różnicę temperatury między chmurami niskimi a powierzchnią Ziemi, zwłaszcza w godzinach rannych. Kanał pary wodnej WV dostarcza informacji o rozkładzie wilgotności – jasny obraz dają obszary zimne, wilgotne, ciemny kolor oznacza powierzchnie ciepłe i suche. Należy też pamiętać, że niewielkie zachmurzenie jest poza zdolnością rozdzielczą satelitów geostacjonarnych.

W klimatologii metody satelitarne z jednej strony stwarzają ogromne możliwości badawcze, ale też nie są pozbawione pewnych mankamentów (Struzik 1998). Pozwalają na rozwiązywanie wielu zagadnień dotyczących warunków nefologicznych w skali przestrzennej, lecz w stosunkowo krótkim czasie, np. do określania cyklu dobowego i rocznego zachmurzenia (Berger 1995; Beesley, Moritz 1999; Garreaud, Muñoz 2004), czy – jak wcześniej wspomniano – wyznaczania temperatury wierzchołków chmur (Serafin 1992), nie dają jednak bezpośredniej informacji o wielkości zachmurzenia czy rodzajach chmur. O tych elementach można wnioskować jedynie na podstawie odpowiednio skonstruowanych algorytmów. Najłatwiej stwierdzić występowanie chmur *Cumulonimbus*, ewentualnie *Nimbostratus* i *Cirrus*. Pozostałe rodzaje chmur są praktycznie nie do odróżnienia. Na podstawie zdjęć satelitarnych najtrudniejsze do pewnej oceny jest określenie bezchmurnego nieba, w odróżnieniu do obserwacji z powierzchni Ziemi, skąd jest ono proste i jednoznaczne. Największe różnice w ocenie wielkości zachmurzenia na podstawie danych naziemnych i satelitarnych występują w nocy oraz przy zaleganiu pokrywy śnieżnej.

Pierwszej w Polsce próby syntezy doniesień o satelitarnych badaniach radiacji dokonał K. Kożuchowski (1973). Stwierdził on, że z przeprowadzonych obserwacji – zarówno satelitarnych, lotniczych, jak i naziemnych – wynika, iż powłoka chmurowa wykazuje dużą zmienność podstawowych cech radiacyjnych: zdolności emisyjnych, transmisyjnych i albedo. Rozkłady kątowe uchodzącego promieniowania świadczą o cechach radiacyjnych chmury. Jeśli jest to rozkład izotropowy (wykazujący we wszystkich kierunkach te same właściwości fizyczne), to – zdaniem K. Kożuchowskiego (1973) – cała radiacja jest emitowana przez chmurę, a spadek promieniowania w kierunku horyzontu („efekt przyciemniania”) wskazuje na to, że chmura jest w pewnym stopniu przeświecająca. Według K. Kożuchowskiego (1973) znając przezroczystość i własne promieniowanie chmur, można obliczyć ich albedo.

Istnieją także pewne ograniczenia związane z pomiarami lotniczymi w chmurach i w otaczającym powietrzu. Jak podaje E. Grzeszczak (2003), żaden samolot nie jest w stanie wykonać prawdziwego sondażu pionowego, ponieważ przelot dokonuje

się zawsze pod jakimś kątem względem pionu. Zatem dane z przelotów zawierają informacje o zmienności pionowej i częściowo horyzontalnej. Opis mikrofizyki chmur obejmuje przede wszystkim koncentrację i rozmiary kropelek chmurowych, a w dalszej kolejności obliczane są inne parametry, np. zawartość ciekłej wody czy własności radiacyjne (Brenguier i in. 2000). Miara przepuszczalności promieniowania słonecznego przez chmurę przy określonym kącie padania promieni słonecznych i albedo jest grubość optyczna chmury. W Polsce badaniami mikrofizyki i dynamiki chmur, głównie *Stratocumulus*, na podstawie pomiarów samolotowych zajmują się naukowcy z Zakładu Fizyki Atmosfery Uniwersytetu Warszawskiego (Pawłowska i in. 1999; Pawłowska, Brenguier 2000, 2003), m.in. w ramach międzynarodowego programu EUFAR, a ostatnio COPAL. Jednak badania te są prowadzone tylko nad obszarami oceanicznymi w celu zapewnienia jednorodności podłoża. W trakcie przelotów pionowych poprzez warstwę chmurową samolot wyposażony jest w standardowe czujniki do pomiarów stanu atmosfery, mikrofizyki chmur i radiacji oraz aerozolowy lidar odbiciowy, sondy do zrzucania i radar chmurowy. Samolotowe badania struktury chmur prowadzone są w Polsce już od lat sześćdziesiątych XX wieku (Jaworska i in. 1964), a radarowe obserwacje chmur były wykonywane jeszcze wcześniej (Salomonik 1958).

Tabela 5. Albedo chmur [%] według różnych źródeł
Table 5. Cloud albedo [%] according to various sources

Źródło	Chmury									
	<i>Ci</i>	<i>Cc</i>	<i>Cs</i>	<i>Ac</i>	<i>As</i>	<i>Ns</i>	<i>Sc</i>	<i>St</i>	<i>Cu</i>	<i>Cb</i>
Czelcow (1952a)				71–73			64	56	52	
Okołowicz (1969)	48–59							13–75	50–64	
Kondratiew i in. (1981)				50–65			56–65			
Monteith i Unsworth (1988)						80–90		70		80–90
Barry i Chorley (1992)	50–60		44–50				60			90
Kędziora (1995)	50–60			50–65	75	80–90	75	13	50–65	80–90
<i>Słownik meteorologiczny</i> (2003)	21			48	48		69	69	70	

Jak wynika z przeglądu literatury, oddziaływanie zachmurzenia na bilans radiacyjny zależy od wielu, jeszcze nie w pełni poznanych czynników. Wymienione wyżej opracowania oparte są najczęściej na wynikach krótkotrwałych serii obserwacyjnych i na ogół dotyczą wpływu zachmurzenia na promieniowanie słoneczne, rozpatrywanego wyłącznie jako stopień pokrycia nieba przez chmury, w oderwaniu od ich rodzajów. Poglądy na rolę zachmurzenia w kształtowaniu bilansu promieniowania i temperatury globalnej są kontrowersyjne, dlatego podejmowanie badań zmierzających do określenia wpływu wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur na czas trwania i natężenie promieniowania słonecznego ma duże znaczenie. Szczególnie istotny wydaje się wpływ

nie tyle samej wielkości zachmurzenia, co jego składu rodzajowego. Najprawdopodobniej kluczową rolę w dopływie promieniowania słonecznego odgrywają chmury piętra wysokiego, które w świetle badań satelitarnych są w dużym stopniu odpowiedzialne za efekt cieplarniany. Według J. Degirmendźića (2004) analiza zmienności czynników modyfikujących wymianę promieniowania w atmosferze jest ważnym etapem poszukiwania sygnału globalnego ocieplenia. Istnienie unikatowej, nieprzerwanej i bardzo dobrej jakości serii pomiarów usłonecznienia i obserwacji zachmurzenia w Krakowie stanowi doskonały materiał do badań nad rolą chmur w kształtowaniu dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi.

1.3. CEL PRACY

Głównym celem pracy jest określenie wpływu zachmurzenia (jego wielkości i rodzaju) na usłonecznienie i natężenie całkowitego promieniowania słonecznego.

Celami cząstkowymi są:

- przedstawienie uwarunkowań dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi;
- charakterystyka cech radiacyjnych klimatu Krakowa;
- określenie wpływu wielkości zachmurzenia na usłonecznienie;
- ocena wpływu rodzajów chmur na czas trwania i natężenie całkowitego promieniowania słonecznego;
- stworzenie modelu zależności usłonecznienia i całkowitego promieniowania słonecznego od zachmurzenia;
- rekonstrukcja codziennych wartości całkowitego promieniowania słonecznego w Krakowie od 1884 roku.

Intuicyjnie wyczuwane związki jakościowe występujące w atmosferze bardzo trudno ująć w sztywne ramy wzoru matematycznego, jednak analiza procesów, zależności, sprzężeń zwrotnych, zachodzących w przyrodzie przy wykorzystaniu metod ilościowych jest pewną próbą porządkowania rzeczywistości i przedstawienia jej obiektywnie w postaci liczbowej. Dla klimatologa możliwość pokazania stwierdzonej zależności w postaci algebraicznej posiada dodatkowo niewątpliwy aspekt praktyczny, na podstawie bowiem danej wartości jednego elementu można wyznaczyć wartość innego elementu klimatu. Wykorzystanie długiego, unikatowego w skali europejskiej ciągu obserwacji nefologicznych i heliograficznych w Krakowie powinno zapewnić stworzenie dobrze dopasowanych algorytmów umożliwiających uzupełnianie serii danych zachmurzenia, usłonecznienia bądź promieniowania słonecznego stacji położonych w podobnych warunkach klimatycznych. Rozwijanie badań nad związkiem komplementarnych elementów meteorologicznych, jakimi są zachmurzenie, usłonecznienie i promieniowanie słoneczne, jest także ważne ze względu na niewielką bazę danych empirycznych o promieniowaniu słonecznym w XIX i na początku XX wieku.

2. MATERIAŁY I METODA PRACY

Podstawowym materiałem badawczym do analizy są źródłowe dane pochodzące z obserwacji klimatologicznych wykonywanych na Stacji Naukowej Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie (dawniej w Obserwatorium Astronomicznym UJ) w latach 1884–2007. Stacja Zakładu Klimatologii znajduje się przy ul. Kopernika 27 na terenie Ogrodu Botanicznego ($\varphi = 50^{\circ}04' N$, $\lambda = 19^{\circ}58' E$), na wysokości 206 m n.p.m. Obserwacje zachmurzenia wykonywane były i są nadal z tarasu i dachu Collegium Śniadeckiego, na którym umieszczony jest również heliograf Campbella-Stokesa oraz rejestrator elektroniczny CSD3, służące do pomiarów usłonecznienia, i czujnik automatyczny Kipp & Zonen CM5 do pomiaru natężenia promieniowania całkowitego. Dach budynku Collegium wznosi się około 18 m nad poziomem gruntu (ryc. 13).

W niniejszym opracowaniu wykorzystano dane „tradycyjne” z pomiarów naziemnych, ze względu na możliwość zastosowania długich serii pomiarowych. Ważnym powodem użycia wyników konwencjonalnych obserwacji i pomiarów naziemnych jest również fakt, że dla życia na Ziemi najważniejsze są wartości promieniowania słonecznego dochodzącego do jej powierzchni, po przejściu przez atmosferę.

W literaturze klimatologicznej często podkreśla się konieczność zachowania jednorodności danych źródłowych wykorzystywanych do badań, jako warunku rzetelności i wiarygodności opracowania klimatologicznego (m.in. Alexandersson 1986, Miętus 2002a, Miętus 2002b). Pojęcie jednorodności (homogeniczności) ciągu danych oznacza ogólnie niezmienność, posiadanie tych samych cech. W *Słowniku języka polskiego* (1988) „jednorodny” to inaczej jednakowy, składający się z takich samych części składowych, pochodzący z jednego źródła, mający te same właściwości. Jednorodność należałoby zatem rozpatrywać jako niezmienność względem czegoś: genezy, czasu, metody pomiarów, części składowych itp. W klimatologii (*Słownik meteorologiczny* 2003) „za ciąg jednorodny uważa się ciąg czasowy danych klimatycznych stacji stanowiący realizację stacjonarnego procesu stochastycznego, w którym wartości rozpatrywanego elementu klimatu zależą wyłącznie od jego naturalnej zmienności i nie podlegały w całym okresie żadnym wpływom ubocznym, wynikającym np. z przeniesienia stacji, zmiany aparatury, metod pomiarów lub terminów obserwacji, czy też znaczącej zmiany w otoczeniu punktu pomiarowego (np. zabudowa terenu, powstanie obiektów przemysłowych)”. Zgodnie z tą definicją ciąg danych klimatologicznych ze

stacji Uniwersytetu Jagiellońskiego jest niezupełnie jednorodny pomiarowo, co nie umniejsza jego unikalnej wartości. Nie zmieniło się położenie stacji, natomiast jej otoczenie z upływem czasu i rozwojem Krakowa uległo przekształceniu. Na początku XX wieku obszar Ogrodu Botanicznego leżał na peryferiach miasta, obecnie jest to teren mieszczący się blisko centrum Krakowa. Podobna sytuacja występuje jednak w przypadku prawie wszystkich stacji meteorologicznych na świecie, posiadających długie serie pomiarowe. Niewątpliwie czynniki antropogeniczne modyfikują dane klimatyczne, bo wartości rozpatrywanego elementu klimatu nie zależą wyłącznie od jego naturalnej zmienności, ale także od nasilającej się emisji zanieczyszczeń i dostarczania do atmosfery nad miastem sztucznego ciepła. Zamiana powierzchni naturalnych roślinnych na zurbanizowane betonowe i asfaltowe powoduje zróżnicowanie powierzchni czynnej, wpływając na wartość albedo podłoża. Zdaniem J. Lewińskiej (2000) albedo w mieście w niewielkim stopniu uzależnione jest od wysokości Słońca, ze względu na różną orientację ulic, budynków i placów w stosunku do stron świata oraz nierównomierny współczynnik szorstkości powierzchni. Warunki termiczne, wilgotnościowe i stratyfikacja powietrza w mieście różnią się od tych poza miastem i mogą mieć wpływ na wielkość i skład rodzajowy zachmurzenia. Należy zdawać sobie sprawę z tego, że rozwój Krakowa, regulacja Wisły, emisja zanieczyszczeń z powstałej w latach pięćdziesiątych XX wieku huty oraz inne czynniki związane z urbanizacją musiały oddziaływać na przezroczystość atmosfery i zawartość aerozoli, co mogło wpłynąć tak na zachmurzenie, jak i na ilość docierającego do powierzchni promieniowania bezpośredniego i rozproszonego. Problem oceny wpływu czynnika antropogenicznego na system klimatyczny był poruszany przez wielu autorów, lecz – jak dotąd – pozostaje nierozwiązany.

Trudno zatem rozstrzygnąć, czy zmiany wartości analizowanych elementów: zachmurzenia, usłonecznienia i promieniowania całkowitego zależą wyłącznie od ich naturalnej zmienności, czy też ulegają wpływom ubocznym. Jednak w porównaniu z innymi stacjami meteorologicznymi na świecie, które mają luki w pomiarach, zmieniały swą lokalizację i przyrządy pomiarowe, dane klimatologiczne ze stacji w Krakowie należy przyjąć za unikatowe ze względu na jedność miejsca, ciągłość i długość serii. Stacja naukowa Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie działa nieprzerwanie w tym samym miejscu od 1792 roku i – co ważne – w swoim archiwum posiada tzw. *metadata*, czyli wyczerpujące informacje dotyczące historii pomiarów (Obrębska-Starkłowa 1982; Trepńska 1982, 1997; Trepńska, Ptak 2006).

2.1. TERMINOLOGIA I SYMBOLE ZASTOSOWANE W OPRACOWANIU

Podstawowym warunkiem dobrego zrozumienia pracy naukowej jest jasne zdefiniowanie pojęć i symboli używanych w publikacji szczególnie, gdy dotyczy ona zagadnień z pogranicza wielu dziedzin nauki. Brak wspólnej terminologii między różnymi gałęziami wiedzy jest często przeszkodą w rozwoju nauk interdyscyplinarnych.

Terminologia z zakresu promieniowania pochodzi z wielu dyscyplin i często te same terminy oznaczają co innego u różnych autorów (Madany 1996). Warto zaznaczyć, że nazewnictwo używane przez klimatologów nie zawsze jest precyzyjne i zgodne z terminologią stosowaną przez naukowców z innych dziedzin, np. fizyki czy techniki. Według D. Chwieduk (2004), norma „Energia słoneczna. Terminologia” PN-EN ISO 9488, ustanowiona przez Polski Komitet Normalizacyjny, powinna mieć fundamentalne znaczenie w unormowaniu krajowego nazewnictwa z tej dziedziny. Wątpliwości naukowców budzi już sam termin „energia solarna”, który – zdaniem D. Chwieduk (2004) – jest nieprawidłowy i powinien być zastąpiony pojęciem „energia słoneczna”. W związku z tym warto się zastanowić, czy przymiotnik „solarny” w odniesieniu do klimatu, właściwości, cech itp. jest odpowiedni, czy może lepiej stosować słowo „słoneczny” bądź „radiacyjny”, choć ten ostatni termin oznacza promieniowanie w ogóle, a nie tylko słoneczne. W *Słowniku meteorologicznym* (2003) używane jest pojęcie „energia słoneczna”, ale istnieje definicja klimatu radiacyjnego, którego synonimem jest klimat solarny. Znamienny jest fakt, że *Słownik języka polskiego* (1988) nie zawiera pojęcia „solarny”, a jedynym wyrazem o przedrostku solar- jest solarium.

Dyskusyjna jest również definicja usłonecznienia powszechnie stosowana w polskiej literaturze klimatologicznej (m.in. Kossowska-Cezak i in. 2000; Kożuchowski 2005; Podstawczyńska 2007; Woś 1996). Według wymienionych publikacji oraz *Słownika meteorologicznego* (2003) usłonecznienie to „liczba godzin, podczas których tarcza słoneczna nie jest zasłonięta przez chmury, czyli czas występowania promieniowania bezpośredniego; do pomiaru usłonecznienia służy heliograf”. Należy jednak zauważyć, że w przypadku występowania chmur wysokich tarcza słoneczna może być zasłonięta tymi chmurami, a heliograf rejestruje usłonecznienie, ponadto promieniowanie słoneczne, przechodząc przez chmurę krystaliczną, może być częściowo rozproszone, a więc do heliografu dochodzi suma promieniowania bezpośredniego i rozproszonego, czyli całkowite promieniowanie słoneczne.

Zastrzeżenie budzi także pojęcie „usłonecznienia” cytowane w instrukcji IMGW (Róždzyński 1996) według zalecenia komisji CIMO (Commission for Instruments and Methods of Observation) Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO). Jak podaje K. Róždzyński (1996) „...stosownie do definicji użytecznej dla celów meteorologicznych usłonecznienie określane jest od wielu lat za pośrednictwem standardowego heliografu Campbell-Stokes’a, który w 1964 roku został przez WMO przyjęty jako »tymczasowy wzorcowy rejestrator usłonecznienia« – IRSR, z założeniem, że wszystkie opublikowane w świecie dane dotyczące usłonecznienia zostaną sprowadzone do wzorca IRSR”.

Charakterystyka techniczna tego wzorca jest ściśle zdefiniowana, a ważną właściwością przyrządów do pomiaru usłonecznienia jest ich próg zadziałania.

Według M. Kuczmarskiego (1990) i innych autorów (m.in. Słomka 1957; Zinkiewicz 1962) heliograf Campbella-Stokesa zaczyna notować usłonecznienie dopiero od momentu, w którym natężenie promieniowania słonecznego przekracza lub jest równe $279,2 \text{ Wm}^{-2}$. Z tego powodu problematyczne wydaje się zalecenie komisji CIMO WMO (Dahlgren, Magnusson 1981) przyjęcia natężenia promieniowania bezpośredniego równego 120 Wm^{-2} , jako wartości progowej heliografu, zwłaszcza że wartość ta ma obowiązywać dla wszystkich typów rejestratorów usłonecznienia.

Oczywiste jest, że rejestratory elektroniczne ze względu na większą czułość przyrządu (niższą wartość progową) wykazują w ciągu dnia znacznie większą liczbę godzin ze Słońcem niż pomiar heliografem Campbella-Stokesa. Zdarza się, że w dniach z dużym zachmurzeniem tradycyjny heliograf nie rejestruje usłonecznienia, natomiast czujnik elektroniczny nawet przy krótkotrwałych przejaśnieniach wysyła impuls. Z tego względu należy podchodzić z dużą ostrożnością do analizy przyczyn wieloletniej zmienności przebiegu usłonecznienia, gdy wykorzystywane są wyniki z tych dwóch przyrządów, wzrost usłonecznienia bowiem w ostatnich latach może być spowodowany zmianą przyrządu pomiarowego, a nie innymi czynnikami.

Zatem w niniejszej publikacji „usłonecznienie rozumiane jest jako czas wyrażony w godzinach lub minutach, w których rejestrowany jest przez heliograf dopływ promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi”. W definicji ogólnej słowo *heliograf* powinno być zastąpione przez *rejestrator usłonecznienia* oraz uzupełnione informacją o wartości progowej natężenia promieniowania słonecznego, od której zaczyna się liczyć lub na której kończy się liczenie usłonecznienia.

Drugą podstawową wielkością analizowaną w tej pracy jest całkowite promieniowanie słoneczne, którego natężenie definiowane jest w wieloraki sposób przez różnych autorów. W zależności od spojrzenia na mierzoną wielkość definicje brzmią odmiennie i nie wszystkie są równoznaczne, ponieważ natężenie promieniowania może dotyczyć różnych pomiarów (ze źródła punktowego, powierzchniowego, z uwzględnieniem rozkładu kąтового energii).

Według *Słownika meteorologicznego* (2003) „natężenie promieniowania to inaczej intensywność promieniowania, czyli strumień promieniowania Słońca wewnątrz jednostkowego kąta bryłowego (Wm^{-2})”. Podana na końcu jednostka jest sprzeczna z tą definicją, gdyż dotyczy ilości energii padającej lub wyemitowanej przez powierzchnię (źródło powierzchniowe), a definicja uwzględnia rozkład kątowy strumienia promieniowania. Definicja jest tak sformułowana, że nie wiadomo, czy dotyczy powierzchniowego czy punktowego źródła energii, zatem nie jest jasne, czy wartość ta powinna być wyrażona w $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$, czy Wsr^{-1} .

A. Podstawczyńska rozumie pojęcie natężenia promieniowania (2007) jako „wielkość strumienia energii, czyli ilość energii otrzymywaną przez jednostkę powierzchni w jednostce czasu”. Zgodnie z polską normą PN-EN ISO 9488 (2006) „natężenie promieniowania to gęstość mocy promieniowania padającego na powierzchnię, tj. iloraz strumienia promieniowania padającego na powierzchnię i pola tej powierzchni lub ilość w jednostce czasu energii promieniowania padającego na jednostkowe pole tej powierzchni (Wm^{-2})”. Obie definicje są równoznaczne i uwzględniają powierzchniowe źródło promieniowania.

Inaczej brzmi i co innego znaczy pojęcie natężenia promieniowania, gdy mamy do czynienia ze źródłem punktowym promieniowania i mierzymy rozkład kątowy tej energii. A. Madany (1996) definiuje „natężenie promieniowania jako moc promieniowania emitowanego ze źródła punktowego, wewnątrz jednostkowego kąta bryłowego, w kierunku przechodzącym przez środek tego kąta (Wsr^{-1})”. A. Kędziora (1995) przez natężenie promieniowania rozumie „stosunek strumienia promienistego do kąta bryłowego mierzonego ze źródła promieniowania w danym kierunku (Wsr^{-1})”. Podobnie natężenie promieniowania definiowane jest przez WMO (Róždzyński 1996): jako

„strumień promieniowania uchodzący z punktu źródła, przypadający na jednostkowy kąt bryłowy w przestrzeni otaczającej ten punkt (Wsr^{-1})”. Do definicji dodano jednak uzupełnienie, iż powyższe pojęcie może być użyte jedynie dla promieniowania emitowanego przez „źródło punktowe”.

Autorzy niektórych publikacji, szczególnie tłumaczonych na język polski z literatury zagranicznej, cytując wzory, używają tylko określenia „promieniowanie całkowite” bez dodania, czy jest to natężenie, czy suma. Często wskazówką do prawidłowego zdefiniowania danego pojęcia może być jednostka, w jakiej wyrażona jest dana wielkość. Jednak nie zawsze jest ona podawana w publikacji. W literaturze klimatologicznej rozróżnia się natężenie (sumę w ciągu sekundy) od sumy promieniowania (suma w ciągu godziny, dnia, miesiąca, roku), jednak z fizycznego punktu widzenia natężenie ($Wm^{-2} = Jm^{-2}s^{-1}$) to suma energii, jaką otrzymuje metr kwadratowy w ciągu jednej sekundy, natomiast sumy promieniowania (np. $MJm^{-2}rok^{-1}$) to też suma energii, lecz w ciągu dłuższego czasu (np. roku).

W niniejszej pracy „całkowite promieniowanie słoneczne oznacza sumę bezpośredniego i rozproszonego promieniowania słonecznego mierzonego na powierzchni poziomej, którego natężenie określane jest jako średni strumień energii na powierzchni horyzontalnej w przedziale 10-minutowym (Wm^{-2})”. Stosowane w pracy pojęcie „promieniowanie słoneczne” rozumiane jest jako „całkowite” promieniowanie słoneczne.

W literaturze naukowej wątpliwości budzą także niektóre pojęcia dotyczące zachmurzenia. Nowym zagadnieniem, koniecznym do rozwiązania, jest ujednolicenie terminologii stosowanej w klimatologii satelitarnej i konwencjonalnej. Problemy terminologiczne z zakresu stosunków nefologicznych zostały szczegółowo opisane wcześniej (Matuszko 2006), w niniejszej pracy zwrócono uwagę tylko na najważniejsze z nich.

W aspekcie fizyki atmosfery chmura jest splotem różnego rodzaju procesów fizycznych. Stanowi widzialne skupisko mikroskopijnych cząstek stałych bądź ciekłych (kropel wody lub kryształków lodu, zwanych też cząstkami chmurowymi) w atmosferze ziemskiej, unoszonych prądami powietrza lub powoli opadających. Cząstki chmurowe mają wielkość od 5 do 100 μm . Ich koncentracja wynosi od około 50 do 10 000 i więcej cząstek w 1 cm^3 , najczęściej poniżej 1000 cząstek w 1 cm^3 . Pod wpływem siły ciężkości cząstki chmurowe opadają z prędkością kilku mm na sekundę. Działa na nie także siła oporu powietrza, która równoważy niezmienną siłę ciężkości, powodując, że cząstka osiąga stałą prędkość opadania względem otaczającego powietrza. Postać chmur, ich rozwój lub zanik zależą od procesów dynamicznych i cieplnych występujących w troposferze, których mechanizmy nie są w pełni poznane. Chmura widoczna w określonym miejscu w strumieniach przepływającego powietrza jest faktycznie coraz to innym zbiorowiskiem cząstek permanentnie regenerującym się i rozpadającym w pewnych granicach przestrzennych. Powietrze wilgotne ma mniejszą gęstość niż powietrze suche. Wilgotne, mniej gęste cząsteczki są lżejsze i dlatego unoszone są do góry. Przy rozprężaniu i niskiej temperaturze dochodzi do kondensacji i powstania chmury. Prądy rozwijające się w chmurze i jej sąsiedztwie w wolnej atmosferze mogą przyczyniać się do jej dyssypacji: rozpadu – z jednej strony i regeneracji (powstania nowej masy chmurowej) z drugiej.

Niniejsza praca ma charakter klimatologiczny, dlatego procesy dotyczące fizyki chmur nie są przedmiotem jej badań. Możliwe jest jedynie wykorzystanie stanu wiedzy i wyników pomiarów z tego zakresu zawartych w literaturze naukowej. W opracowaniach klimatologicznych na temat zachmurzenia przyjmuje się definicję chmury ustaloną przez Światową Organizację Meteorologiczną, a zawartą w *Międzynarodowym atlasie chmur* (1959). Zgodnie z nią: „chmura jest widzialnym zbiorem bardzo małych kropelek wody lub kryształków lodu, lub też kropelek wody i kryształków lodu jednocześnie, zawieszonych w swobodnej atmosferze. Zbiór ten może zawierać również kropelki wody lub kryształki lodu o większych wymiarach oraz tego rodzaju cząsteczki, jakie występują w wyziewach fabrycznych, dymach lub pyłach”.

Krótkie wyjaśnienie innych pojęć dotyczących zachmurzenia i promieniowania, zastosowanych w niniejszej pracy, przedstawiono poniżej. Definicje określono w taki sposób, aby były jednoznacznie rozumiane nie tylko przez klimatologów. Opracowano je na podstawie *Słownika meteorologicznego* (2003) oraz literatury z zakresu meteorologii i klimatologii.

Albedo – właściwość powierzchni naturalnych lub sztucznych, określona przez stosunek promieniowania odbitego do promieniowania całkowitego padającego na tę powierzchnię. Wyrażane jest w ułamkach lub procentach. Albedo chmur dotyczy górnej powierzchni chmur.

Bezczmurnie – niebo jest całkowicie wolne od chmur w zasięgu obserwacji.

Całkowite zachmurzenie – niebo całkowicie pokryte jest przez chmury (w zależności od stosowanej skali 8/8, 10/10 lub 100%).

Insolacja, nasłonecznienie – wielkość promieniowania całkowitego dopływającego na dowolnie nachyloną powierzchnię, np. stoków, ścian.

Masa optyczna atmosfery (m) – wielkość bezwymiarowa wskazująca, ile razy grubość optyczna atmosfery w danym kierunku jest większa od grubości w kierunku pionowym.

Prawdziwe południe słoneczne – moment górowania Słońca na danym południku.

Promieniowanie bezpośrednie – promieniowanie słoneczne bezpośrednie, promieniowanie słoneczne przychodzące z kąta bryłowego o wierzchołku w środku tarczy słonecznej (praktycznie ze strefy okołosłonecznej o promieniu 5°), na powierzchnię prostopadłą do osi tego kąta.

Promieniowanie całkowite (K_{\downarrow}) – promieniowanie słoneczne całkowite – łączny strumień promieniowania krótkofalowego ($0,17\text{--}4,0\ \mu\text{m}$) otrzymywany przez płaszczyznę poziomą w postaci promieniowania bezpośredniego i rozproszonego.

Promieniowanie rozproszone – promieniowanie od całego nieboskłonu, które ulega odchyleniu (zmianie kierunku) w niejednorodnym optycznie środowisku, jakim jest atmosfera, dochodzące do powierzchni Ziemi.

Przepuszczalność atmosfery (chmur), transmisja – wielkość charakteryzująca zdolność atmosfery (chmur) jako ośrodka absorbującego i rozpraszającego do przenikania promieniowania słonecznego.

Przezroczystość atmosfery – zdolność atmosfery do przepuszczania promieniowania.

Stała słoneczna – natężenie promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery, czyli ilość energii promieniowania słonecznego dochodzącego na powierzchnię prostopadłą do padania promieni, na górnej granicy atmosfery ziemskiej (w pracy przyjęto wartość 1367 Wm^{-2} za K. Róždzyńskim 1996 oraz J. Paszyńskim i in. 1999).

Suma (godzinna, dzienna) promieniowania – ilość energii promieniowania padającego na daną powierzchnię jednostkową w ciągu określonego czasu (godziny, doby, miesiąca), suma godzinna jest otrzymywana ze scałkowania natężenia promieniowania w przedziale czasu równym godzinie, jednostka Jm^{-2} , MJm^{-2} w określonym przedziale czasu.

Usłonecznienie możliwe – czas od wschodu do zachodu Słońca (długość dnia), uwarunkowany położeniem geograficznym i porą roku.

Usłonecznienie rzeczywiste – czas wyrażony w godzinach lub minutach, w których rejestrowany jest przez heliograf (lub inny rejestrator o odpowiednio dobranym progu czułości) dopływ promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi.

Usłonecznienie względne – stosunek czasu trwania usłonecznienia rzeczywistego do możliwego wyrażony ułamkiem lub w procentach.

Wskaźnik (współczynnik) zmętnienia Linkego – stopień osłabienia promieniowania w realnej i idealnej atmosferze przy określonej liczbie mas optycznych atmosfery, stosunek współczynnika osłabienia (ekstynkcji) atmosfery rzeczywistej do współczynnika ekstynkcji molekularnej powietrza czystego i suchego.

Współczynnik osłabienia (ekstynkcji) – wielkość określająca osłabienie promieniowania przy przejściu przez atmosferę ziemską wskutek rozpraszania i pochłaniania promieni.

Współczynnik przezroczystości – stosunek natężenia bezpośredniego promieniowania słonecznego przy powierzchni Ziemi (przy niebie bezchmurnym) do jego wartości na górnej granicy atmosfery, oparty jest na prawie Bouguera-Lamberta.

Współczynnik transmisji atmosfery, transmisja globalna, transmisja względna, względne natężenie promieniowania – stosunek mierzonych wartości całkowitego promieniowania słonecznego na danej stacji meteorologicznej przy istniejącym zachmurzeniu i przezroczystości atmosfery do obliczonych wartości promieniowania słonecznego dla górnej granicy atmosfery na szerokości geograficznej tej stacji.

Wysokość Słońca (h°) – kąt zawarty między płaszczyzną horyzontu a środkiem tarczy słonecznej ($h^\circ = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos\tau$, gdzie φ to szerokość geograficzna, δ – deklinacja Słońca, τ – kąt godzinny Słońca).

Zachmurzenie ogólne – stopień pokrycia nieboskłonu przez wszystkie chmury, niezależnie od ich rodzaju, widoczne w momencie obserwacji.

Zachmurzenie składowe – stopień zachmurzenia w różnych piętrach wysokościowych (rodzinach).

Zachmurzenie średnie dzienne, dobowe (Z_d) – średnia arytmetyczna wielkości zachmurzenia z trzech terminów klimatologicznych.

2.2. DANE NEFOLOGICZNE

W niniejszej pracy wykorzystano dane pochodzące z trzech terminów obserwacji klimatologicznych wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur.

Porównanie wartości średniego zachmurzenia ogólnego wyliczonego z ośmiu i z trzech obserwacji, dokonane przez J. Michalczewskiego (1955), doprowadziło do wniosku, że średnia z trzech terminów wystarczająco dokładnie odzwierciedla stopień zachmurzenia. Według E. Michny (1959a) oraz W. Warakomskiego i A. Wyleżyńskiej (1965) w przypadku zachmurzenia dane otrzymane z trzech terminów obserwacyjnych są zupełnie wystarczające do praktycznych opracowań i nie różnią się znacznie od danych otrzymanych z 24 obserwacji w ciągu doby, zarówno w odniesieniu do wielkości, jak i rodzajów chmur.

W opracowaniu uwzględniono wartości zachmurzenia ogólnego z lat 1884–2007, gdyż z tego samego okresu pochodzą dane heliograficzne. Wielkość zachmurzenia do 31 grudnia 1990 roku oceniano w skali od 0 do 10, a od 1 stycznia 1991 roku w skali od 0 do 8. W celu uzyskania porównywalnych danych wartości zachmurzenia ogólnego przeliczono na procenty, przyjmując niebo całkowicie zachmurzone jako 100%. Trzeba jednak zdawać sobie sprawę z faktu, że zmiana skali z 11-stopniowej na 9-stopniową może być powodem niehomogeniczności danych, gdyż 1 w skali oktantowej (12,5% w skali procentowej) to inna wartość niż 1 w skali dziesiętkowej (10%). Praktycznie owa różnica (2,5%) bywa pomijana, ponieważ chmury nieustannie się przekształcają, podlegając jedynie wizualnej ocenie, a ta jest zawsze obciążona błędem subiektywizmu. W *Instrukcji dla stacji meteorologicznych* (Janiszewski 1988) przyjęto, że przy przeliczaniu skali zachmurzenia od 0 do 8 na skalę od 0 do 10 liczbie klucza 2 odpowiada 2/10 i 3/10 oraz liczbie klucza 6 odpowiada 7/10 i 8/10 pokrycia nieba chmurami. W ten sposób wprowadzone przeliczniki są sztuczne i mogą również wpływać na jednorodność serii danych. Inną przyczyną niehomogeniczności może być zmiana terminu obserwacji (Matuszko 2003), jednak w przypadku zachmurzenia różnica godziny nie zakłóca obrazu przebiegu dobowego tego elementu. Ze względu na małą dokładność obserwacji wizualnych wydaje się wystarczające określenie terminu jako rano, południe i wieczór. Ewentualne nieścisłości mogą wystąpić w terminie wieczornym (który jest mniej ważny dla rejestracji usłonecznienia), ponieważ wtedy różnica terminu obserwacji dochodziła do dwóch godzin. W lecie zdarzało się, że obserwacja o godzinie 19 była wykonywana przy świetle dziennym, natomiast o godzinie 21 na ogół panował już zmrok, co mogło wpływać na jakość obserwacji. Ponadto w lecie, o godzinie 19 mogły występować jeszcze zanikające chmury konwekcyjne, powodujące większe zachmurzenie niż o godzinie 21.

Występowanie poszczególnych rodzajów chmur na podstawie podziału według Klasyfikacji Międzynarodowej (*Międzynarodowy atlas chmur* 1959) rozpatrywano, opierając się na codziennych wynikach obserwacji w trzech terminach klimatologicznych z lat 1906–2007, gdyż wcześniejsze dane jakościowe zachmurzenia mogą budzić zastrzeżenia co do wiarygodności.

Seria danych wielkości zachmurzenia w Krakowie pozbawiona jest jakichkolwiek luk od grudnia 1862 roku, natomiast ciąg obserwacji rodzajów chmur od stycznia 1906 roku. Zgodnie z definicją (rozdział 2) ciąg danych nefologicznych uznano za jednolity pod względem klimatologicznym, ponieważ obserwacje zachmurzenia wykonywane były w tym samym miejscu, według obowiązujących instrukcji dokonywania spostrzeżeń meteorologicznych (Wierzbicki 1889, Janiszewski 1975, 1988), w których metodyka szacowania stopnia zachmurzenia oraz określania rodzajów chmur zasadniczo się nie zmieniała. Jedyną modyfikacją w rozpoznawaniu chmur było wprowadzenie w 1932 roku nowej nazwy chmury *Nimbostratus* zamiast *Nimbus* (*Międzynarodowy atlas chmur i wyglądy nieba* 1932).

Przeprowadzone testy statystyczne (Pettita, Lee, T-test, skumulowanych odchyleń, Worsleya, Alexanderssona) serii wielkości zachmurzenia (Lewik i in. 2009) wskazują lata 1921–1922 oraz w mniejszym stopniu lata 1966–1967 jako przełomowe ze względu na znaczne zmiany w wielkości zachmurzenia. Bardzo małe (57%) średnie roczne zachmurzenie w 1921 roku miało przyczyny cyrkulacyjne, gdyż w tym roku wystąpiło minimum (–228) wskaźnika cykloniczności (Niedźwiedź 1995) i bardzo małe wartości zachmurzenia zanotowano także na innych stacjach (Morawska 1963). Druga duża zmiana w ciągu danych zachmurzenia, przypadająca na lata 1966/1967, może być związana z przemianą reżimu cyrkulacyjnego w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych półkuli północnej (Degirmendžić i in. 2000) około 1970 roku, której początek mógł zaznaczyć się już wcześniej. Lata 1966–1967 to w Krakowie także okres największego rozwoju przemysłowego i dużej emisji zanieczyszczeń gazowych i pyłowych (Lach i in. 1996).

2.3. DANE HELIOGRAFICZNE

Krakowskie obserwacje usłonecznienia należą do najstarszych w Europie, gdyż heliograf został tu zainstalowany w 1883 roku. Regularna rejestracja usłonecznienia rozpoczęła się na świecie w 1882 roku i to zaledwie w dziesięciu punktach na półkuli północnej, z których tylko pięć znajdowało się w Europie (Morawska 1963). W Krakowie w ciągu całej serii pomiarowej heliograf wymieniany był tylko raz. Pierwszy heliograf produkcji angielskiej w 1942 roku został zamieniony na heliograf produkcji niemieckiej i przez 353 dni oba heliografy działały równocześnie. W celu powiązania obydwu serii heliograficznych obydwa heliografy rejestrowały usłonecznienie od 1 września 1957 roku do 31 sierpnia 1958 roku. Uzyskany w ten sposób materiał posłużył do porównania obu heliografów i ujednolicenia serii. Wykonane testy statystyczne szeregu usłonecznienia (Lewik i in. 2009) wskazały jako lata przełomowe w pierwszej kolejności rok 1954, następnie lata 1942 i 1988 roku. Powyższe daty można wyjaśnić następującymi faktami: w 1954 roku rozpoczęto produkcję w Hucie im. Lenina i wzrosło zapylenie powietrza, w 1942 roku nastąpiła zmiana heliografu, od 1988 widoczny był wyraźny spadek produkcji przemysłowej, a tym samym poprawa czystości powie-

trza w Krakowie (Morawska-Horawska, Olecki 1996). Szereg po zastosowaniu poprawek na zmianę heliografu (Lewik i in. 2009) nie wykazuje zerwania jednorodności w 1942 roku.

Otoczenie stacji w Ogrodzie Botanicznym nie stanowi przeszkody do rejestracji usłonecznienia, gdyż – zgodnie z instrukcją (Janiszewski 1975) – heliograf jest ustawiony w miejscu otwartym, w ciągu całego roku dostępnym dla Słońca od jego wschodu do zachodu. Zasłonięcie horyzontu od strony północnej nie wpływa na wyniki rejestracji. Według Kuczmarskiego (1990) od strony południowej kąt wzniesienia obiektów zakrywających horyzont powinien wynosić: $A < 66^{\circ}33' \varphi$, gdzie φ oznacza szerokość geograficzną miejsca rejestracji usłonecznienia, A – kąt wzniesienia obiektów. Dla Krakowa A przekracza 16° i nawet w najkrótsze dni zimowe Słońce wznosi się powyżej tego kąta. Od strony wschodniej i zachodniej zasłonięcie horyzontu może dochodzić do 3° – 5° (wartość progowa heliografu Campbell-Stokesa szacowana kątoowo). Heliografy Campbella-Stokesa rozpoczynają notować usłonecznienie dopiero od momentu, w którym natężenie promieniowania słonecznego przekracza lub jest równe $279,2 \text{ Wm}^{-2}$ (Kuczmarski 1990), czyli $0,4 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ (Słomka 1957)¹. Z tego względu nie rejestrują usłonecznienia krótko po wschodzie i przed zachodem Słońca, gdy jego wysokość jest mniejsza od 3° – 5° . W warunkach miejskich, przy dużym zanieczyszczeniu powietrza heliograf zaczyna wypalać ślad przy wysokości Słońca nad horyzontem większym od 8° (Brázdil 1991).

Na stacji IGiGP UJ w Krakowie heliograf jest wypoziomowany, zorientowany względem stron świata: oś przyrządu zgodna jest z przebiegiem południka lokalnego, przednią stroną na południe, kreska na zewnętrznej stronie łożyska przypada na wartość szerokości geograficznej na podziałce heliografu (ryc. 14).

Pomiar zasłonięcia horyzontu (Matuszko, Jędrychowski 2006) wykonany 5 maja 2006 roku wykazał, że mimo gęstej zabudowy centrum Krakowa, o każdej porze dnia i roku żadne obiekty nie znajdują się na drodze promieni słonecznych i nie zaciniają heliografu. Najwyższe kontury horyzontu nie przekraczają wysokości 5° , jedynie po północnej stronie (obojętnej dla rejestracji usłonecznienia) budynek „szkieletora” i grupa drzew w Ogrodzie Botanicznym sięgają do wysokości 10° nad widnokregiem (ryc. 15).

Metadata pomiarów usłonecznienia i przyczyny wpływające na zmiany wartości usłonecznienia w Krakowie zostały szczegółowo opisane w publikacji D. Matuszko i I. Jędrychowskiego (2006).

W niniejszej pracy wykorzystano godzinne wartości usłonecznienia z lat 1884–2007, odczytane bezpośrednio z heliogramów i zebrane w rękopiśmiennych „Zestawieniach heliograficznych” znajdujących się w archiwum Zakładu Klimatologii IGiGP UJ. Są to dane „surowe”, gdyż w badaniach wieloletnich ciągów klimatologicznych istnieje zasada (Ustrnul 1997), „by oryginalna seria danych, nawet z pewnymi błędami, była zachowana bez dokonywania ostatecznych korekt. Materiał taki jest szczególnie cenny, gdyż wszelkie inne manipulacje przy danych i ich poprawie mogą okazać się błędne i bezpowrotnie zniszczyć wartość merytoryczną danej serii”.

¹ $1 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} = 697,8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Hess, Olecki 1990).



Ryc. 3. *Cirrus*



Ryc. 4. *Cirrostratus*



Ryc. 5. *Cirrocumulus*



Ryc. 6. *Alto cumulus*



Ryc. 7. *Altostratus*



Ryc. 8. *Stratocumulus*



Ryc. 9. *Stratus*



Ryc. 10. *Nimbostratus*



Ryc. 11. *Cumulus*



Ryc. 12. *Cumulonimbus*



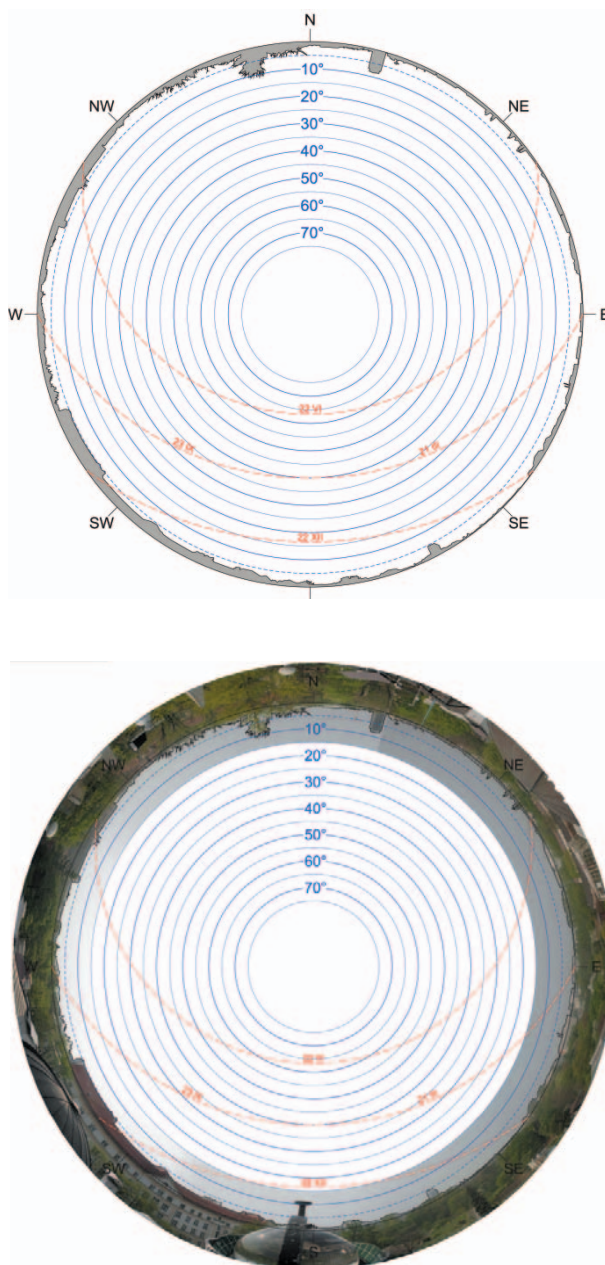
Ryc. 13. Collegium Śniadeckiego – dawne Obserwatorium Astronomiczne UJ w Krakowie

Fig. 13. Śniadecki College – former Astronomical Observatory of the Jagiellonian University in Krakow



Ryc. 14. Heliograf na dachu budynku Collegium Śniadeckiego (stacja Zakładu Klimatologii IGiP UJ w Krakowie)

Fig. 14. A sunshine recorder on the roof of the Śniadecki College (research station of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Krakow)



Ryc. 15. Profil horyzontu heliografu na stacji Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie: a) metodą tachimetru, b) metodą fotografii widnokregu (Matuszko, Jędrychowski 2006)

Fig. 15. Profile of the horizon of the sunshine recorder at the research station of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Krakow: a) the total station method, b) horizon photograph (Matuszko, Jędrychowski 2006)



Ryc. 16. Czujnik Kipp & Zonen CM5 na dachu budynku Collegium Śniadeckiego (stacja Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie)

Fig. 16. Kipp & Zonen CM5 meter on the roof of the Śniadecki College (research station of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Krakow)

W celu scharakteryzowania czasu trwania promieniowania słonecznego w Krakowie obliczono sumy dzienne, miesięczne i roczne usłonecznienia rzeczywistego w godzinach oraz usłonecznienie względne wyrażone w procentach usłonecznienia astronomicznie możliwego (długość dnia od wschodu do zachodu Słońca). Ten sposób obliczania usłonecznienia względnego zaleciła w 1953 roku WMO (Sivkov 1964), a astronomiczna długość dnia wyznaczana jest na podstawie *Tablic słonecznych* (1976), bez uwzględniania poprawki heliograficznej (Słomka 1957). Istnieją jeszcze dwa inne sposoby (niezastosowane w niniejszej pracy) wyznaczania usłonecznienia możliwego (Chomicz, Kuczmarska 1971): 1) odstęp czasu pomiędzy rzeczywistym wschodem i zachodem Słońca w danym punkcie, a więc z uwzględnieniem zakrycia horyzontu („metoda geometryczna” – według E. Stenza 1934), 2) odstęp czasu pomiędzy momentami początku i końca rejestracji heliograficznej w dni pogodne („metoda pogodnych wschodów i zachodów” – według W. Dziewulskiego 1921).

Na wynik pomiaru usłonecznienia, oprócz czynników naturalnych: astronomicznych, geograficznych i meteorologicznych, mogą mieć wpływ również przyczyny instrumentalne i metodyczne przy rejestracji usłonecznienia i interpretacji heliogramów, a także czynniki lokalne. Wielkość zapisu usłonecznienia może zależeć od rodzaju papieru zastosowanego w paskach heliograficznych (koloru pasków, dokładności wydruku podziałki na pasku i gatunku papieru) oraz właściwości szkła (przezroczystości, zabarwienia, porysowania) kul heliograficznych, a także fachowości obserwatorów, którzy dbają o czystość kuli, wymieniają paski i interpretują heliogramy.

Zanieczyszczenie powietrza, dymy z kominów miejskich i chmury pochodzenia antropogenicznego mogą również, szczególnie zimą, zmniejszać czas dopływu promieniowania słonecznego. Ponadto na skrócenie rejestracji usłonecznienia wpływ wywiera zwiększona ekstynkcja promieniowania słonecznego i zamglenia, głównie przy niskich położeniach Słońca. W Krakowie do połowy XX wieku częściej niż obecnie występowały mgły, ze względu na położenie Ogrodu Botanicznego na terenach podmokłych (dawne starorzecze Wisły), po II wojnie światowej obszar ten zmeliorowano.

Trudno jednak dokładnie oszacować wpływ powyższych czynników na wyniki pomiarów. Pomimo pewnych niedogodności heliograf Campbella-Stokesa pozostaje jedynym rejestratorem usłonecznienia zapewniającym dostępność wieloletnich serii pomiarowych. Przyrząd ten charakteryzuje prostota budowy i niezwykła żywotność.

2.4. DANE AKTYNOMETRYCZNE

W niniejszym opracowaniu do charakterystyki promieniowania całkowitego wykorzystano wyniki pomiarów czujnikiem automatycznym Kipp & Zonen CM5 z lat 2003–2007. Jak wcześniej wspomniano, przyrząd ten, podobnie jak heliograf, zainstalowany jest na dachu budynku Collegium Śniadeckiego (ryc. 16). Lokalizacja czujnika w tym miejscu zapewnia swobodny dopływ promieniowania słonecznego, co potwierdził pomiar zasłonięcia horyzontu. Czujnik Kipp & Zonen CM5 rejestruje natężenie promieniowania całkowitego w przedziałach dziesięciominutowych w Wm^{-2} .

Niewielkie luki w serii pomiarów są wywołane przerwami w dostawie prądu w wyniku wyładowań atmosferycznych podczas burzy.

Wyniki pomiarów natężenia promieniowania całkowitego czujnikiem Kipp & Zonen CM5 stanowiły bazę do obliczeń godzinnych, dziennych i miesięcznych sum energii całkowitego promieniowania słonecznego. Sumę dobową promieniowania całkowitego obliczono jako sumę wartości natężenia z przedziałów dziesięciominutowych w ciągu doby i pomnożono przez 600 sekund. Sumy miesięczne i roczne otrzymano przez dodanie sum dobowych. Rozpatrywano wyniki pomiarów z całego dnia, lecz do szczegółowej analizy związków stopnia zachmurzenia i rodzajów chmur z promieniowaniem całkowitym uwzględniono dane z terminu południowego. W prawdziwe południe słoneczne Słońce jest najwyżej nad horyzontem w danym dniu, dlatego na podstawie dostępnych danych najłatwiej określić wpływ zmian kąta padania promieni słonecznych na dopływ energii promienistej do powierzchni Ziemi. Obliczenia wysokości Słońca i długości dnia wykonano na podstawie NOAA Sunrise/Sunset Calculator (<http://www.srrb.noaa.gov/highlights/sunrise/sunrise.html>) dla 2008 roku i porównano z danymi z *Tablic słonecznych* (1976). Wszystkie dni w roku podzielono na 6 przedziałów (co 10°) na podstawie wysokości Słońca nad horyzontem w prawdziwe południe słoneczne dla szerokości geograficznej 50° . Podział dni w roku ze względu na wysokość Słońca nad horyzontem pozwolił na analizę transmisji promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur z uwzględnieniem kąta padania promieni słonecznych.

Analizę zależności promieniowania całkowitego od usłonecznienia rzeczywistego wykonano na podstawie zapisu wartości promieniowania całkowitego i usłonecznienia w ciągu całego dnia, wykorzystując dane z lat 2003–2007. Do weryfikacji otrzymanych związków między wymienionymi elementami zastosowano dane ze stacji klimatologicznej pozamiejskiej, w Gaiku-Brzezowej z lat 2004–2006. Tak jak na stacji klimatologicznej w Krakowie, usłonecznienie mierzone było heliografem Campbella-Stokesa, a natężenie promieniowania całkowitego – czujnikiem Kipp & Zonen CM5. Wykorzystanie danych z Gaika-Brzezowej przez porównanie z wynikami otrzymanymi dla Krakowa, pozwoliło na próbę oceny wpływu miasta na związki między zachmurzeniem, usłonecznieniem i promieniowaniem całkowitym.

2.5. TOK PRACY

Wstępny etap pracy polegał na zestawieniu i digitalizacji rękopiśmiennych danych źródłowych, które w dalszej kolejności zostały poddane weryfikacji i badaniu jednorodności serii (stworzenie komputerowej bazy danych: zachmurzenia, usłonecznienia i promieniowania słonecznego). Następnie wyznaczono podstawowe charakterystyki astronomiczne dla Krakowa: godziny wschodu i zachodu Słońca oraz wysokość Słońca nad horyzontem. Na podstawie długości dnia (usłonecznienie możliwe) i usłonecznienia rzeczywistego obliczono usłonecznienie względne dla każdego dnia.

W kolejnej części scharakteryzowano uwarunkowania dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi i przedstawiono przebieg roczny i dzienny oraz

strukturę zachmurzenia w Krakowie. W dalszym toku postępowania omówiono cechy usłonecznienia rzeczywistego i względnego oraz rozpatrywano zależności usłonecznienia od wielkości zachmurzenia. Następnie analizowano wpływ poszczególnych rodzajów chmur na usłonecznienie, w którym uwzględniono tylko obserwację zachmurzenia z terminu południowego. Przyczyną wyboru terminu południowego do badań był fakt, że dwa pozostałe terminy były mniej dogodne w aspekcie obserwacji zachmurzenia i pomiarów usłonecznienia. Termin poranny jest niekorzystny dla Krakowa ze względu na położenie miasta w dolinie inwersyjnej, które sprzyja występowaniu mgły i niskich chmur warstwowych zasłaniających chmury leżące wyżej. Termin wieczorny może budzić wątpliwości z powodu zmian w poszczególnych latach godzin obserwacji w tym terminie, a także ze względu na możliwość popełnienia błędu w określeniu zachmurzenia po zachodzie Słońca.

Również ze względu na pomiar usłonecznienia termin południowy jest najbardziej korzystny, o tej porze bowiem heliograf już bez przeszkód rejestruje usłonecznienie. W godzinach południowych we wszystkich porach roku Słońce jest już na tyle wysoko, że możliwy jest zapis na pasku heliografu. Zimą termin poranny jest przed wschodem Słońca, a wieczorny po jego zachodzie, a także w tych godzinach – ze względu na mgły lub oszronienie kuli – natężenie promieniowania może być zbyt małe, aby przyrząd mógł zarejestrować ślad wypalenia. Ponadto ze względów astronomicznych dla terminu południowego łatwo wyznaczyć i porównywać wysokość Słońca nad horyzontem. Za wyborem terminu południowego przemawiał również fakt, że w literaturze zagranicznej (Mc Donald 1938; London 1957; Seide 1954) można spotkać prace oparte na danych właśnie z tego terminu. Większość wskaźników biometeorologicznych dotyczy także warunków atmosferycznych w południe (12 UTC), gdyż reprezentują one pogodę panującą w danym dniu i w okresie największej aktywności człowieka w ciągu doby (Kozłowska-Szczęśna i in. 1997; Błażejczyk 2004; Matuszko, Piotrowicz 2007).

W obliczeniach i na wykresach termin południowy w przypadku usłonecznienia rozumiano jako czas między godziną 12 a 13 czasu miejscowego. Zatem wartość usłonecznienia z terminu południowego mieściła się w przedziale od 0,0 do 1,0, gdyż maksymalne usłonecznienie może wynieść 1,0, a minimalne 0,0 godziny. Wybór tego przedziału godzin był zdeterminowany terminem obserwacji zachmurzenia, który rozpoczyna się kilka minut po godzinie 12 z uwagi na fakt, iż obserwacje wizualne nieba są wykonywane na stacjach meteorologicznych dopiero po dokonaniu odczytów z przyrządów, czyli praktycznie kilka minut po pełnej godzinie (w tym przypadku po godzinie 12).

Aby ocena wpływu danego rodzaju chmur na usłonecznienie i natężenie promieniowania całkowitego była pełna, konieczne byłoby rozpatrywanie przypadków, kiedy wielkość pokrycia nieba przez ten rodzaj chmur wynosiła 100%. Niestety, mimo bardzo długiego okresu badań nie zawsze było to możliwe, gdyż niektóre rodzaje chmur (*Cirrus*, *Cumulus*, *Cumulonimbus*) przy samodzielnym występowaniu na niebie zazwyczaj nie pokrywały go całkowicie. Z tego względu trudno jest mówić o prostym wpływie danego rodzaju zachmurzenia na promieniowanie słoneczne, ale mając świadomość pewnych ograniczeń, można próbować jedynie go szacować.

W pierwszej kolejności analizowano związki między poszczególnymi rodzajami chmur a usłonecznieniem, a następnie promieniowaniem całkowitym z uwzględnie-

niem wysokości Słońca nad horyzontem. Następnie, aby ograniczyć wpływ innych rodzajów chmur na dopływ promieniowania słonecznego, analizie poddano jedynie przypadki, kiedy na niebie był notowany tylko jeden rodzaj chmur i porównywano je z warunkami bezchmurnego nieba. Dla tak wybranych dni dokonano szczegółowej charakterystyki przebiegu usłonecznienia i promieniowania całkowitego. Zastosowanie powyższej metody pozwoliło na maksymalne zobiektywizowanie wyników, biorąc pod uwagę dostępne dane.

Obliczono również sumy godzinne i dzienne promieniowania całkowitego na podstawie wartości natężenia zmierzonych czujnikiem CM5 oraz wyznaczono względne natężenie promieniowania całkowitego (transmisję globalną) przez porównanie wartości zmierzonych z wyliczonymi dla górnej granicy atmosfery w danym dniu i godzinie.

Syntezą opracowania jest stworzenie modelu statystycznego w postaci algorytmu ujmującego zależność wielkości usłonecznienia oraz promieniowania całkowitego od wielkości zachmurzenia i poszczególnych rodzajów chmur z uwzględnieniem wysokości Słońca nad horyzontem. Weryfikacji modelu dokonano przy wykorzystaniu danych pomiarowych ze stacji naukowej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Gaiku-Brzezowej. Stworzony algorytm zastosowano do obliczenia wartości godzinnych, dziennych, miesięcznych i rocznych promieniowania całkowitego w Krakowie od 1884 roku. Wykorzystanie unikatowo długich serii pomiarowych zachmurzenia i usłonecznienia w Krakowie zapewnia wiarygodność skonstruowanych algorytmów.

W opracowaniu zastosowano podstawowe charakterystyki statystyczne. Przy znajdowaniu linii trendu i ocenie jej statystycznej istotności wykorzystano metodę regresji liniowej i kwadratowej (Kaczmarek 1970; Haan 2002).

Przyjęto, że zależność $y(x)$ pomiędzy badanymi zmiennymi y i x , np. promieniowania całkowitego od zachmurzenia, można aproksymować modelem

$$y(x) = y_{sr}(x) + \epsilon$$

gdzie $y_{sr}(x)$ jest funkcją liniową:

$$y_{sr}(x) = a_0 + a_1x$$

lub kwadratową:

$$y_{sr}(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$$

a ϵ jest wielkością losową o zerowej średniej i odchyleniu standardowym s niezależnym (na ogół w przybliżeniu) od x .

Informacja empiryczna o badanej zależności jest podana w postaci n -elementowego zbioru danych $\{(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)\}$. Współczynniki regresji a_0, a_1 itd. są estymowane metodą najmniejszych kwadratów, tzn. są tak dobierane, aby spełnione było poniższe równanie minimalizacyjne

$$F(a_0, a_1, \dots) = \sum_{i=1}^n [y_i - y_{sr}(x_i)]^2 = \sum_{i=1}^n \epsilon_i^2 = \min$$

Jakość dopasowania funkcji $y_{sr}(x)$ do danych oceniono za pomocą współczynnika determinacji R^2

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n [y_i - y_{sr}(x_i)]^2}{\sum_{i=1}^n [y_i - \bar{y}]^2}$$

gdzie \bar{y} jest średnią wartością zmiennej y :

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$$

Błąd modelu s (odchylenie reszkowe) oszacowano wzorem:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^n [y_i - y_{sr}(x_i)]^2}$$

gdzie k oznacza liczbę szacowanych współczynników regresji a_i ($k=2$ w przypadku regresji liniowej lub $k=3$ w przypadku regresji kwadratowej).

Zakładając normalny rozkład błędu modelu (co niekiedy jest dużym przybliżeniem), można zweryfikować hipotezę o statystycznej istotności badanej linii regresji: $H_0(a_1=0)$ dla regresji liniowej lub, w przypadku regresji kwadratowej, hipotezę $H_0(a_1=a_2=0)$. Hipoteza H_0 jest odrzucana, tzn. uznawana jest istotność badanej linii regresji, gdy tzw. wartość p , p_v (ang. *p-value*) jest mniejsza od zadanego poziomu α istotności testu: $p_v < \alpha$. Zwykle przyjmowano wartość $\alpha = 0,05$ lub $\alpha = 0,01$.

3. UWARUNKOWANIA DOPŁYWU ENERGII SŁONECZNEJ DO POWIERZCHNI ZIEMI W KRAKOWIE

Wielkość strumienia energii słonecznej docierającej do danego miejsca na powierzchni Ziemi zależy od czynników ogólnych-astronomicznych, geograficznych i cyrkulacyjnych, a także lokalnych, tj. meteorologicznych, zasłonięcia horyzontu, wysokości, nachylenia, ekspozycji, zacielenia, zanieczyszczenia powietrza.

3.1. CZYNNIKI ASTRONOMICZNE

Ruch wirowy i obiegowy Ziemi powoduje zmiany warunków radiacyjnych w ciągu doby i roku. Długość dnia determinowana jest przez kulistość Ziemi i jej obrót wokół osi pochylonej w stosunku do płaszczyzny ekliptyki, natomiast jej ruch wokół Słońca powoduje zmiany kąta padania promieni słonecznych. Te dwa czynniki astronomiczne zależne są od szerokości geograficznej. Kraków leży na $50^{\circ}04'$ szerokości geograficznej N, co powoduje, że najkrótszy dzień w roku (21/22 grudnia) trwa 8 godzin i 3 minuty, a najdłuższy (20/21 czerwca) ponad dwa razy dłużej – 16 godzin i 24 minuty. W Krakowie dni trwają mniej niż 10 godzin w grudniu, styczniu i listopadzie, a ich długość przekracza 15 godzin w maju, czerwcu i lipcu (tab. 6). Wysokość Słońca w najkrótszym dniu w prawdziwe południe słoneczne wynosi $16,53^{\circ}$, a w najdłuższym $63,36^{\circ}$ (ryc. 17). Zatem liczba mas optycznych atmosfery w południe waha się odpowiednio od 3,5 do 1,1. Słońce jest powyżej 60° nad horyzontem od 21 maja do 23 lipca, a poniżej 20° od 22 listopada do 20 stycznia (tab. 7). W Krakowie Słońce góruje na wysokości przekraczającej 40° nad horyzontem w więcej niż połowie dni w roku.

Tabela 6. Czynniki astronomiczne dopływu promieniowania słonecznego w Krakowie (dane na 2008 rok, dla dnia 15 każdego miesiąca czasu urzędowego – obliczenia wg NOAA Sunrise/Sunset Calculator (<http://www.srrb.noaa.gov/highlights/sunrise/sunrise.html>))

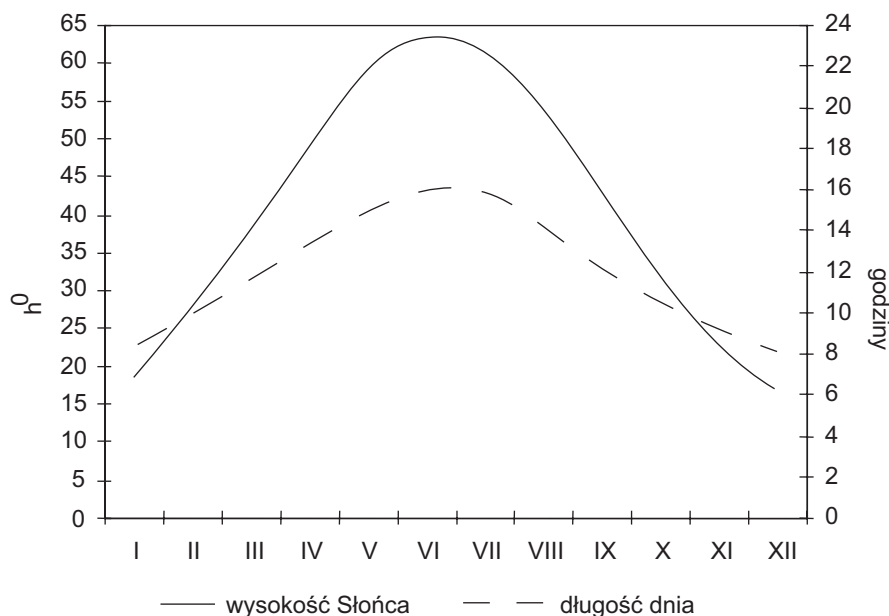
Table 6. Astronomical factors and their influence on the influx of solar radiation in Krakow (data as of 2008 year, for the 15th of each month, official time – calculations according to NOAA Sunrise/Sunset Calculator (<http://www.srrb.noaa.gov/highlights/sunrise/sunrise.html>))

Miesiąc	Godzina wschodu Słońca	Godzina zachodu Słońca	Długość dnia [godziny i minuty]	Wysokość Słońca [h°] w prawdziwe południe
I	7,34	16,06	8,32	18,76
II	6,52	16,57	10,05	27,13
III	5,54	17,46	11,52	38,04
IV	5,47	19,35	13,48	49,91
V	4,54	20,20	15,26	58,93
VI	4,30	20,52	16,22	63,25
VII	4,48	20,44	15,56	61,35
VIII	5,30	19,58	14,28	53,78
IX	6,16	18,53	12,37	42,72
X	7,03	17,49	10,46	31,20
XI	6,54	15,56	9,02	21,32
XII	7,33	15,38	8,05	16,67

Tabela 7. Podział roku ze względu na wysokość Słońca [h°] w prawdziwe południe słoneczne dla szerokości geograficznej 50°

Table 7. Division of the year by the height of the Sun [h°] at actual solar noon for latitude 50°

Wysokość Słońca [h°]	Data początku	Data końca	Liczba dni
h < 20,0	1,01	20,01	20
	22,11	31,12	40
20,1–30,0	21,01	22,02	33
	19,10	21,11	34
30,1–40,0	23,02	20,03	26
	23,09	18,10	26
40,1–50,0	21,03	15,04	26
	28,08	22,09	26
50,1–60,0	16,04	20,05	35
	24,07	27,08	35
h > 60,0	21,05	23,07	64



Ryc. 17. Kulminacja Słońca nad horyzontem [h°] i długość dnia [godziny] w Krakowie
 Fig. 17. The Sun's culmination over the horizon [h°] and the length of day [in hours] in Krakow

Natężenie promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery zmienia się w ciągu roku z powodu zmiany odległości Ziemi od Słońca. W styczniu Ziemia znajduje się w peryhelium – najbliższej Słońca (147 mln km) i wówczas strumień promieniowania jest o 3,5% większy od wartości średniorocznej. Podczas aphelium (7 lipca) odległość Słońca wzrasta do 152 mln km, a promieniowanie zmniejsza się o 3,3%. Oddziaływanie zmieniającej się odległości między Ziemią a Słońcem można wyeliminować, sprowadzając zmierzone wartości promieniowania do średniej odległości przez wprowadzenie odpowiednich poprawek (Sivkov 1968).

Suma dzienna promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery w najdłuższe dni w roku wynosi na szerokości geograficznej Krakowa $42,3 \text{ MJm}^{-2}$, a w najkrótsze dni $7,5 \text{ MJm}^{-2}$. W miesiącach letnich, tj. w czerwcu i lipcu, suma promieniowania na górnej granicy atmosfery stanowi po 14% sumy rocznej, podczas gdy w miesiącach zimowych w grudniu i styczniu zaledwie po 3%. Na ciepłe półrocze od kwietnia do września przypada aż 72% rocznej sumy insolacji na górnej granicy atmosfery (Wojkowski 2007).

Istnieje wiele hipotez dotyczących zmian emisji promieniowania słonecznego (Schönwiese 1997), jednak ze względu na fakt, że na podstawie badań satelitarnych (Róždzyński 1996) zmiany stałej słonecznej, zarówno w cyklu 11-letnim, jak i miesięcznym oraz rocznym wynoszą mniej niż 0,2% i mieszczą się w granicach dokładności pomiarów, w niniejszej pracy pominięto wpływ aktywności słonecznej na promieniowanie całkowite mierzone przy powierzchni Ziemi.

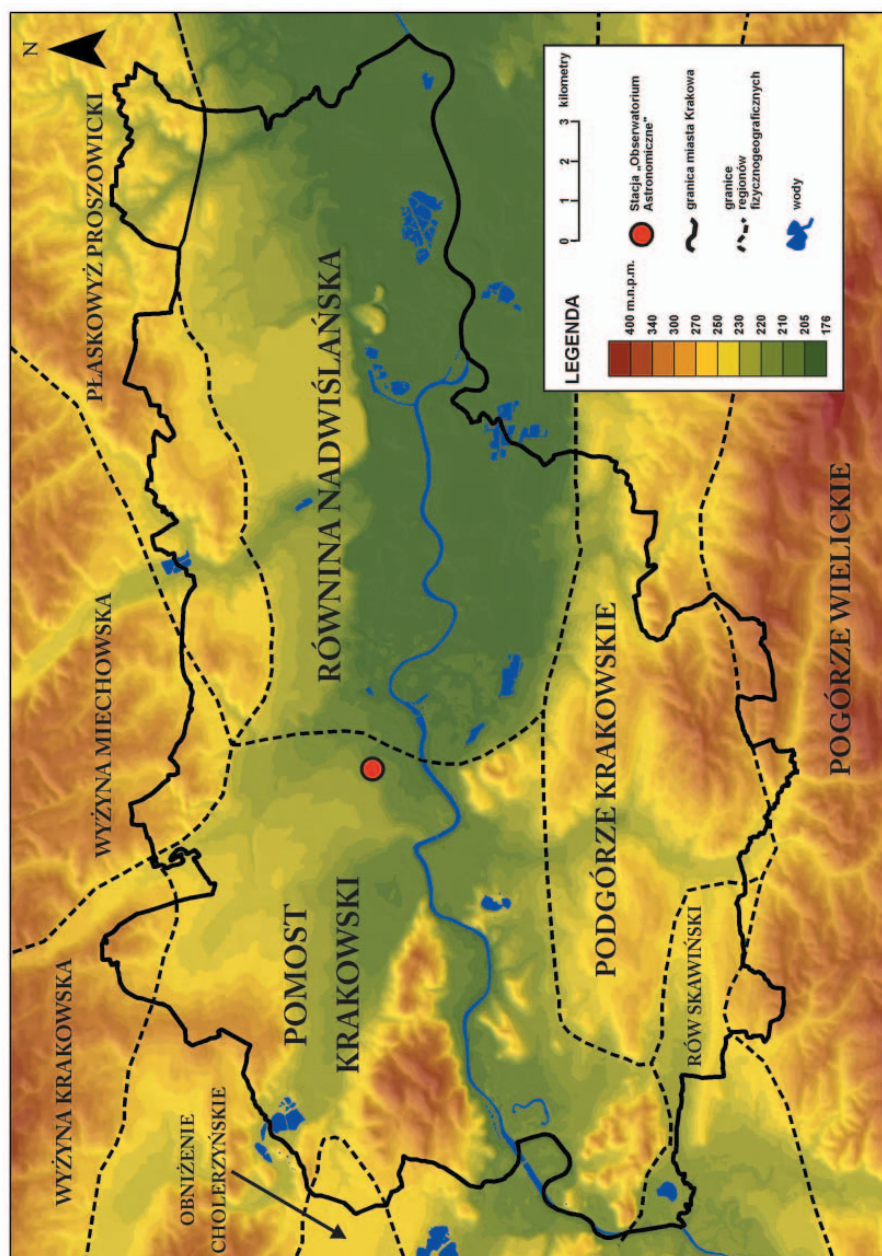
3.2. WPŁYW POŁOŻENIA KRAKOWA NA PRZEZROCZYSTOŚĆ ATMOSFERY

Kraków jest położony na styku wielkich struktur tektonicznych, które w podziale fizycznogeograficznym J. Kondrackiego (1991) odpowiadają jednostkom rangi prowincji. Centrum miasta i jego południowa część zaliczana jest do Prowincji Karpat Zachodnich z Podkarpaciem, północna zaś część terytorium Krakowa położona jest w brzeżnej, południowej części prowincji Wyżyn Polskich (German 2007). Duże zróżnicowanie cech środowiska przyrodniczego Krakowa widoczne jest w podziale na mniejsze jednostki: makroregiony i mezoregiony (ryc. 18). Północną osłonę miasta stanowią wzgórza Wyżyny Krakowskiej, Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego, a południową, wzniesienia Podgórze Krakowskiego i Pogórze Wielickiego. Wierzchołki wymienionych jednostek o wysokościach od 400 do 450 m n.p.m. otaczają środek miasta, który znajduje się na obniżonym terenie (na wysokości od 200 do 250 m n.p.m.) Równiny Nadwiślańskiej, Pomostu Krakowskiego, Obniżenia Cholerzyńskiego i Rowu Skawińskiego. Położenie większej części obszaru Krakowa w przewężeniu doliny Wisły, osłoniętym częściowo od zachodu Grzbietem Tenczyńskim i całkowicie otwartym od wschodu, decyduje o warunkach naturalnego przewietrzania, o częstym występowaniu równowagi stałej i inwersji temperatury, o zaleganiu mgły i o kontrastach w rozkładzie sum promieniowania na stokach o ekspozycji południowej (skłon Wyżyn) i północnej (Próg Pogórze). Obecnie miasto zajmuje powierzchnię 327 km². Jego wydłużoną równoleżnikowo oś stanowi Wisła, oprócz której sieć rzeczną tworzą jej dopływy, z których główne to: Wilga, Rudawa, Białucha, Dłubnia.

Według regionalizacji klimatycznej Polski E. Romera (1949) Kraków znajduje się na styku trzech typów klimatów: wyżyn środkowych (Kraina Śląsko-Krakowska), podgórskich nizin i kotlin (Kraina Sandomierska) oraz górskiego i podgórskiego (Kraina Pogórze). W klasyfikacji M. Hessa (1965) obszar Krakowa mieści się w dolnej części umiarkowanie ciepłego piętra klimatycznego Karpat, w obrębie odmiany klimatu kotlin.

Pod koniec XIX i na początku XX wieku na terenie Krakowa istniał duży obszar moczarów i starorzeczy powodujących duże uwilgotnienie powietrza nad miastem. Sprzyjało to powstawaniu mgieł i niskich chmur warstwowych oraz opóźniało ich ustępowanie, szczególnie ze słabo wentylowanej, inwersyjnej doliny Wisły. Prace regulacyjne na Wiśle (po II wojnie światowej skrócono koryto rzeki w obrębie miasta o około 4 km, ścinając zakola przekopami, w których zlokalizowano stopnie wodne) i zmeliorowanie terenu oraz rozbudowa Krakowa spowodowały osuszenie powietrza nad miastem.

Jednak położenie Krakowa w kotlinie podgórskiej powoduje częste zaleganie warstw inwersyjnych, przez co następuje słaba wymiana powietrza, sprzyjająca koncentracji zanieczyszczeń i obniżeniu przezroczystości atmosfery. W. Parczewski (1976) dowiódł, że spośród wybranych w Polsce miejscowości w pasie 18°–22° ł E Kraków wykazywał najniższe wartości współczynnika rozcieńczania zanieczyszczeń i bardzo słaby jego przyrost w warstwie 10–300 m n.p. gruntu, co świadczy o wysokiej częstości stanów równowagi stałej. Toteż według danych z lat 1952–1961 (Parczewski 1976), termiczną równowagę chwiejną – poza małą częstością w Krakowie – charakteryzuje przede wszystkim słaba turbulencja. Jak podają B. Obrębska-Starkłowa i in.



Ryc. 18. Położenie Krakowa na tle jednostek fizycznogeograficznych (podział według K. German 2007)

Fig. 18. Krakow's location against the backdrop of physical-geographical units (according to K. German 2007)

(1984), w kotlinach podkarpackich mniej niż 30% godzin w roku przypada na stany termiczno-dynamicznej równowagi chwiejnej. Z tej sumy godzin zaś od 88% (jesienią i zimą) do 74% (wiosną) stanowią przypadki o słabych ruchach pionowych. Wyjątkowo w lecie procent godzin z intensywnymi ruchami pionowymi dochodzi do 41. Współczynnik dynamizmu dolnej atmosfery, będący wypadkową liczby dni z wiatrem $\leq 2 \text{ ms}^{-1}$ i częstości występowania równowagi chwiejnej, dochodzi w Krakowie do 7, podczas gdy w miastach północnej i środkowej Polski przekracza 10 (Lewińska i in. 1983). Obecność inwersji termicznych warunkuje tworzenie warstw hamujących, które sięgają przeciętnie do 200 m, a sporadycznie nawet do 800 m. J. Walczewski (1984) stwierdził na podstawie ciągłych sondaży sodarowych wykonywanych w Krakowie-Czyżynach w latach 1980-1982, występowanie inwersji termicznych o godz. 06, 12, 18 UTC, odpowiednio w 60, 5 i 50% dni w roku. Sytuacje inwersyjne mają tendencję do łączenia się w cykle kilkudniowe. W zimie zasięg ich określono na 250 m. Ta pora roku odznacza się skrajnymi cechami termicznymi: obok cykli z długotrwałą inwersją pojawiają się dni całkowicie wolne od tego zjawiska. Natomiast od kwietnia do września najczęstsze są inwersje nocne i poranne, zanikające około południa. Rozmiary podinwersyjnej warstwy mieszania sięgają 250–500 m n.p. gruntu.

Bliskość bariery górskiej sprzyja pojawianiu się nad Krakowem zachmurzenia pochodzenia orograficznego. Wpływ orografii zaznacza się szczególnie przy sytuacjach cyklonalnych z adwekcją powietrza z zachodu i północnego zachodu (Niedźwiedź 1981). Objawia się ona wzrostem zachmurzenia, głównie chmurami *Stratocumulus*, oraz zwiększoną częstością dni pochmurnych. Natomiast oddziaływanie efektów fennowych towarzyszy sytuacjom cyklonalnym z południa oraz południowego zachodu i przejawia się występowaniem pogody bezchmurnej lub z małym zachmurzeniem, często z chmurami pochodzenia falowego *lenticularis* na różnych poziomach.

Wielkość promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi zależy nie tylko od czynników astronomicznych, geograficznych, wielkości i rodzajów chmur, lecz także od przezroczystości atmosfery. W badaniach przezroczystości powietrza wpływ zachmurzenia na ogół się pomija, gdyż w obliczeniach uwzględnia się tylko te przypadki, kiedy tarcza słoneczna i jej najbliższe otoczenie nie są zasłonięte przez chmury (Olecki 1992).

Nateżenie promieniowania bezpośredniego zależy od długości drogi, jaką pokonuje wiązka promieni słonecznych w atmosferze. Jest ona tym dłuższa, im niżej znajduje się Słońce nad horyzontem. Promieniowanie Słońca przy małej jego wysokości nad horyzontem jest bardzo silnie osłabione ze względu na dużą liczbę mas optycznych atmosfery. Gdy Słońce znajduje się w zenicie, masa optyczna jest równa 1, przy małych wysokościach Słońca droga promieni słonecznych przez atmosferę szybko się zwiększa (tab. 8).

Tabela 8. Liczba mas optycznych atmosfery (m) w zależności od wysokości Słońca (h°) według J. Tamulewicza (1997)

Table 8. The number of optical masses of the atmosphere (m) depending on the height of the Sun (h°) according to J. Tamulewicz (1997)

h°	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	5°	4°	3°	2°	1°	0°
m	1,0	1,02	1,06	1,15	1,3	1,55	2,0	2,9	5,6	10,4	12,4	15,4	19,8	27,0	35,4

Jak podaje Z. Olecki (1992), aby wyeliminować zależność natężenia promieniowania od wysokości Słońca i zapewnić porównywalność współczynników przezroczystości atmosfery, przyjęto sprowadzać je do jednej, określonej wysokości Słońca. Jako najlepszą uznano taką wysokość Słońca, której odpowiadałaby całkowita liczba mas optycznych atmosfery (m) i przy której możliwe jest wykonywanie bezpośrednich pomiarów przez znaczną część roku. Dla szerokości umiarkowanych jest to wysokość Słońca (h°) = 30° z odpowiadającą jej liczbą mas optycznych atmosfery (m) = 2 (tab. 8).

Stan przezroczystości powietrza zależy od zawartej w nim pary wodnej i zanieczyszczeń oraz obecności ozonu i CO_2 . Według Z. Oleckiego (1992) na terenach zurbanizowanych i uprzemysłowionych rola pary wodnej maleje, znacznie rośnie natomiast wpływ zanieczyszczeń powietrza emitowanych w wyniku procesów produkcyjnych, transportu, gospodarki komunalnej i innych. Już E. Stenz (1922) zauważył, że w obrębie miasta natężenie promieniowania słonecznego słabnie wskutek zwiększającej się absorpcji energii promienistej przez produkty spalania, które zbierają się nad miastem, tworząc grubą warstwę dymu i suchej mgły. W Krakowie średnie wieloletnie wartości współczynników przezroczystości wahają się od 0,59 w sierpniu i lipcu do 0,66 w październiku (tab. 9). Największe współczynniki przezroczystości atmosfery w ciągu dnia wynoszą 0,78–0,81 i są związane z masą powietrza pochodzenia arktycznego PA (Olecki 1992). W półroczu zimowym współczynniki przezroczystości mieszczą się w przedziale 0,60–0,70, a pojedyncze dni o największej przezroczystości występują najczęściej w marcu i październiku. W lecie zdarzają się dni, w których wartości współczynnika spadają poniżej 0,40. Latem atmosfera jest mniej przezroczysta ze względu na maksimum występowania w tej porze roku wilgotnych mas powietrza polarne morskiego PPM, natomiast wiosną i zimą zwiększenie przezroczystości powietrza jest związane ze wzrostem częstości dni z napływem suchego powietrza polarne kontynentalnego PPK i arktycznego PA. Według Z. Oleckiego (1992) w ciągu dnia największa przezroczystość jest w godzinach dopołudniowych, a najmniejsza w popołudniowych i południowych, kiedy ze względu na wyższą temperaturę nasila się parowanie i zwiększa zawartość pary wodnej w atmosferze.

Tabela 9. Średnie miesięczne współczynniki przezroczystości atmosfery przy bezchmurnej pogodzie w Krakowie w godzinach południowych w okresie 1968–1985 (według Z. Oleckiego 1992)

Table 9. Mean monthly atmospheric transparency coefficients under clear sky conditions in Krakow in the midday hours between 1968 and 1985 (according to Z. Olecki 1992)

Mie- siąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Współczynnik przezroczystości	0,616	0,640	0,618	0,624	0,605	0,615	0,593	0,590	0,619	0,656	0,644	0,610

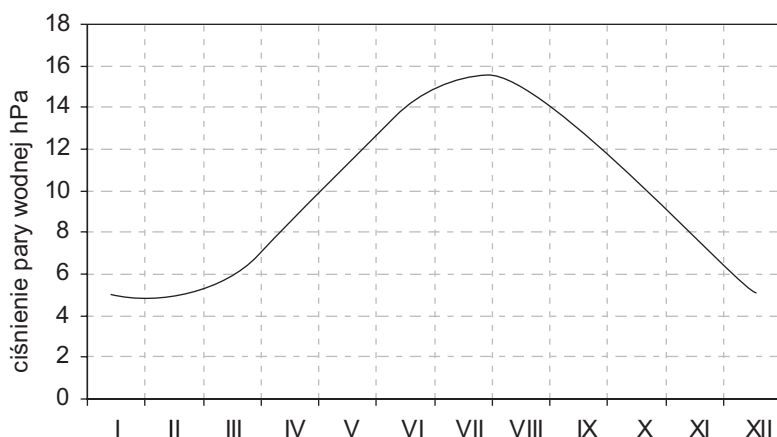
Inną charakterystyką przezroczystości powietrza jest wskaźnik zmgętnienia Linkego, który wskazuje, ile należy uwzględnić idealnych atmosfer (suchych i czystych), aby otrzymać osłabienie promieniowania słonecznego, jakie występuje w realnej atmosferze. Zredukowane wartości tego wskaźnika do masy optycznej równej 2 (wysokość Słońca – 30°) pozwalają na porównanie tych wartości w przebiegu rocznym. Wskaźniki zmgętnienia, podobnie jak wskaźnik przezroczystości, pokazują, iż największe zmgętnienie atmosfery jest latem, przekracza ono w czerwcu 5,1 (tab. 10). Natomiast zimą wartości wskaźnika są niższe (4,0–4,43), choć w styczniu wskutek dużego stężenia zanieczyszczeń w mieście przekraczają 5,0.

Tabela 10. Średnie miesięczne wskaźniki zmgętnienia atmosfery przy bezchmurnej pogodzie w Krakowie w godzinach południowych w okresie 1968–1975 (według M. Hessa i in. 1980)

Table 10. Mean monthly indicators of atmospheric opacity under clear sky conditions in Krakow in the midday hours between 1968 and 1975 (according to M. Hess et al. 1980)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wskaźnik zmgętnienia	5,03	4,04	4,34	4,31	4,82	5,11	4,96	4,96	4,81	4,31	4,22	4,43

Zawartość pary wodnej w powietrzu zwiększa jego zmgętnienie, zmniejszając w ten sposób przezroczystość powietrza. W ciągu roku ciśnienie pary wodnej zmienia się zgodnie z przebiegiem temperatury powietrza. Latem przy wysokiej temperaturze w powietrzu znajdują się duże ilości pary wodnej, w chłodnym powietrzu zimą jej zawartość jest znacznie mniejsza (ryc. 19). Podobnie dzieje się w ciągu dnia, wraz ze wzrostem temperatury w południe podnosi się zawartość pary wodnej w powietrzu i zmniejsza jego przezroczystość. Według A. Wypych (2004) w ciągu roku wartości ciśnienia pary wodnej zmieniają się w Krakowie od 4,7 hPa w styczniu do 15,6 hPa w lipcu (ryc. 19).

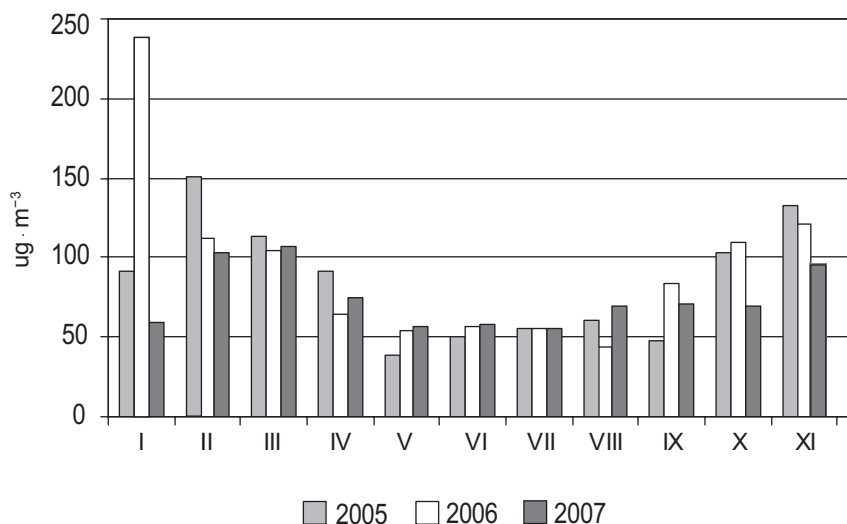


Ryc. 19. Przebieg roczny ciśnienia pary wodnej [hPa] w Krakowie (1901–2000)

Fig. 19. Annual course of water vapour pressure [hPa] in Krakow (1901–2000)

Para wodna w połączeniu z zanieczyszczeniami powietrza przez pyły i gazy prowadzi do zmniejszenia jego przezroczystości. Kraków ma bardzo niekorzystne warunki aerosanitarne ze względu na położenie w dolinie Wisły i gęstą zabudowę. Usytuowanie miasta we wklęsłej formie terenu, częste inwersje temperatury i duża liczba dni z mgłą oraz znaczne pokrycie nieba przez chmury *Stratus*, ograniczają procesy samooczyszczania się powietrza i utrudniają naturalne przewietrzanie miasta, powodując dużą koncentrację zanieczyszczeń i utrzymywanie się ich w powietrzu przez dłuższy czas. Na ogół największe stężenie pyłów w zimie występuje przy pogodzie wyżowej, w masach powietrza polarne kontynentalnego, napływającego z południowego wschodu lub południowego zachodu oraz wtedy gdy centrum wyżu zalega nad Polską południową. Mniejsze zanieczyszczenie powietrza obserwuje się w czasie pogody panującej w typie cyrkulacji niżowej, przede wszystkim w świeżych masach powietrza polarne morskiego, napływającego z północnego zachodu (Olecki 1975; Hess, Olecki 1990). W lecie małe zanieczyszczenie powietrza wynika z mniejszego niż w zimie spalania węgla i jego pochodnych do celów komunalnych, a także z panujących w tym czasie warunków pogodowych, głównie nasilenia procesów konwekcyjnych, umożliwiających wymianę powietrza z otoczeniem.

Stężenie pyłów w atmosferze wykazuje bardzo wyraźny cykl roczny, a niekiedy nawet tygodniowy z minimum w niedzielę (Juda, Budziński 1961).



Ryc. 20. Stężenie pyłu zawieszonego PM10 [$\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$] w Krakowie w latach 2005–2007 (według *Raportu o stanie środowiska naturalnego w województwie małopolskim...*)

Fig. 20. Concentration of suspended dust PM10 [$\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$] in Krakow between 2005 and 2007 (according to the report on the condition of the natural environment in the Małopolska Region...)

W Krakowie największe stężenie zanieczyszczeń występuje w chłodnej połowie roku, lecz wykazuje dużą zmienność zarówno z roku na rok, jak i w poszczególnych dniach (ryc. 20). W półroczu zimowym do zanieczyszczeń przemysłowych i komunikacyjnych dochodzą jeszcze gazy i pyły z ogrzewania domów. Zimą niska temperatura powietrza powoduje zwiększone spalanie paliw w kotłowniach i paleniskach domowych, co prowadzi do wzrostu emisji zanieczyszczeń powietrza. W różnych latach najniższa temperatura nie zawsze przypada na średnio w wieloletnim najchłodniejsze miesiące, styczeń i luty, ale także bardzo zimne dni zdarzają się w grudniu i listopadzie, co przy częstym w Krakowie zjawisku inwersji może dodatkowo powodować dużą koncentrację zanieczyszczeń w tym okresie. W sezonie grzewczym stężenie pyłu zawieszonego wzrasta trzykrotnie w stosunku do pozostałych miesięcy.

W skali globalnej wpływ na przezroczystość atmosfery mają gazy i aerozole pochodzenia wulkanicznego, które przedostają się do stratosfery i przenoszone są na dalekie odległości. Uważa się (Budyko 1975), że mogą one zmniejszać wielkość promieniowania słonecznego nawet o 20%. Zdaniem Ch.D. Schönwiesego (1997), wyrzucony do stratosfery pył wulkaniczny, składający się z maleńkich ziarenek szkliska i popiołu ma początkowo podrzędne znaczenie klimatyczne. Dopiero kilka miesięcy po wybuchu, kiedy duża część wyrzuconych gazów przejdzie transformację fizykochemiczną, przekształcając się w aerozole, nabierają one znaczenia dla atmosfery, przy czym najsilniejsze działanie mają cząstki siarczanów. Pierwotne chmury produktów wulkanicznych rozprzestrzeniają się szybko w zależności od kierunku wiatru przeważającego w stratosferze, na wschód lub na zachód. Wtórne chmury, o większym znaczeniu kli-

matycznym, zawierające m.in. cząstki siarczanów, rozprzestrzeniają się w ciągu kilku miesięcy także ku biegunom. Według A. Dziewulskiej-Łosiowej (1981), największe zmętnienie obserwowane jest w krótkim czasie po wybuchu wulkanu (od miesiąca do kilku lat) ze względu na obecność pyłów, w późniejszym okresie zaś znaczącą rolę odgrywają cząstki powstałe na skutek reakcji chemicznych w gazach powybuchowych. Zdaniem autorki największy wpływ na stratę energii przez rozpraszanie mają cząsteczki o promieniu $0,1 < r < 2 \mu\text{m}$. Cząstki o mniejszym promieniu są wprowadzone bardzo liczne, ale ponieważ przekrój czynny na rozpraszanie maleje proporcjonalnie do kwadratu promienia, ich wpływ jest mniej istotny.

Oprócz bezpośredniego oddziaływania aerozoli na dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi istnieje także wpływ pośredni przez rolę, jaką odgrywają one w tworzeniu się chmur. V. Ramanathan i in. (2001) wyróżniają kilka sposobów, tzw. efektów aerozolowych, w jakie aerozole wpływają na bilans radiacyjny naszej planety:

- 1) efekt bezpośredni (ang. *direct effect*) – polega na ekstynkcji (rozpraszanie + absorpcja) promieniowania słonecznego przez aerozole;
- 2) efekt półbezpośredni (ang. *semi-direct effect*) – wpływ absorpcji aerozolowej na rozkład temperatury i wilgotności powietrza w profilu pionowym, czego konsekwencją jest tworzenie się chmur;
- 3) pierwszy efekt pośredni (ang. *first indirect effect*) – zmiana grubości optycznej chmur (albedo) ze względu na zwiększenie ilości i zmniejszenie rozmiaru kropeł chmurowych;
- 4) drugi efekt pośredni (ang. *second indirect effect*) – wzrost zawartości wody chmurowej oraz zwiększenie czasu i wysokości występowania chmur ze względu na zmniejszenie efektywności opadów (małe prawdopodobieństwo koagulacji drobnych kropli).

Według K.N. Liou (2002) aerozole atmosferyczne są istotnym elementem utrzymującym równowagę energetyczną Ziemi. Z wyjątkiem bezpośredniego efektu aerozolowego trzy pozostałe sposoby ich oddziaływania na bilans energetyczny są związane z powstawaniem chmur i ich właściwościami.

3.3. ZALEŻNOŚĆ ZACHMURZENIA OD CYRKULACJI ATMOSFERY

Ważnym czynnikiem determinującym dopływ promieniowania słonecznego nad dany obszar jest cyrkulacja atmosfery, która w decydujący sposób warunkuje występowanie zachmurzenia (m.in. Warakowski 1969; Niedźwiedź 1981; Kaszewski 1992; Ustrnul, Niedźwiedź 1994; Matuszko 2000, 2002a; Baranowski 2001; Żmudzka 2004, 2007; Adamczyk, Ustrnul 2006). Przyczynowa zależność zachmurzenia (wielkości i składu rodzajowego) od układu barycznego (wyż/nież) w sąsiedztwie lub bezpośrednio nad obszarem badań jest silnie modyfikowana przez kierunek adwekcji mas po-

wietrza. Dlatego, jak podkreśla E. Żmudzka (2007), duże znaczenie ma kompleksowa charakterystyka cyrkulacji.

Zagadnienie związków zachmurzenia z typami mas powietrza było przedmiotem badań m.in. R. Dyczkowskiego (1967) i W. Warakomskiego (1969, 1974), a także uczonych radzieckich (m.in. Selezneva 1957, Mazurin 1961). Rzadziej podejmowana w literaturze klimatologicznej problematyka zachmurzenia frontowego została omówiona w pracach Z. Wilczka (1986, 1994, 1995), G.D. Zubâna (1951) i A. Samojlova (1970).

Znana jest ogólna prawidłowość, że najmniejsze zachmurzenie i najkorzystniejsze warunki usłonecznienia panują przy sytuacjach antycyklonalnych, natomiast cyklonalnym typom cyrkulacji towarzyszy wzrost zachmurzenia i spadek wartości usłonecznienia (m.in. Kłysik 1969; Wójcik, Marciniak 1993; Paszyński, Niedźwiedź 1991; Dubicka, Limanówka 1994; Dubicka 1994).

Według E. Żmudzkiej (2007), największy wpływ na wielkość zachmurzenia w Polsce wywiera ciśnienie atmosferyczne panujące nad jej obszarem i w jego sąsiedztwie. Położenie obszaru, nad którym wzrost ciśnienia sprzyja zmniejszeniu zachmurzenia, ulega zmianom w ciągu roku. Zimą i wiosną jest to teren rozciągający się od Morza Północnego po Morze Kaspijskie, latem obejmuje obszar Morza Bałtyckiego i okolic, a jesienią przesuwa się na południowy wschód, nad Europę Południową i Południowo-Wschodnią – w rejon Morza Czarnego. Pogoda bezchmurna i z małym zachmurzeniem zależy w Polsce od zmiany zasięgu klinów związanych z ośrodkami wyżowymi: Azorskim w cieplej części roku i Azjatyckim (nad Rosją) w chłodnej. Duże zachmurzenie, głównie latem, jest związane ze wzmożoną działalnością cyklonalną w północnej części Europy (Morze Północne, Morze Bałtyckie), a w chłodnej części roku z cyklogenezą w rejonie Mórz Śródziemnego i Czarnego.

Ze względu na warunki lokalne Krakowa do oceny wpływu cyrkulacji na zachmurzenie lepsze rezultaty niż wykorzystanie klasyfikacji stosowanej do obszaru całej Polski daje *Kalendarz sytuacji synoptycznych* T. Niedźwiedzia (1981) dla dorzecza górnej Wisły (dane otrzymano dzięki uprzejmości ich Autora, 2007), gdyż dotyczy procesów mezosynoptycznych zachodzących na stosunkowo małym obszarze. Podstawowym kryterium przy tworzeniu kalendarza sytuacji synoptycznych T. Niedźwiedzia (1988) jest kierunek adwekcji i rodzaj układu barycznego. Klasyfikacja, w której autor wydzielił 20 typów sytuacji synoptycznych, pozwala na wyznaczenie stosunków cyrkulacyjnych dla każdej doby. Częstość występowania poszczególnych typów cyrkulacji opracowano na podstawie danych z lat 1884–2007 (tab. 11), dane zaś dotyczące mas powietrza i frontów atmosferycznych pochodzą z okresu 1951–2007.

Tabela 11. Częstość występowania [%] poszczególnych typów cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1981) w dorzeczu górnej Wisły (1884–2007)

Table 11. Frequency of occurrence [%] of particular circulation types, according to T. Niedźwiedź's classification (1981), in the upper Vistula basin (1884–2007)

Typ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
N _a	2,0	2,8	3,0	3,0	4,5	5,6	5,4	3,4	3,3	2,8	2,1	2,2	3,3
NE _a	2,2	2,7	2,8	4,1	6,1	4,4	4,7	4,5	3,1	1,8	1,6	1,8	3,3
E _a	6,4	6,6	7,2	6,0	8,6	4,1	3,8	4,8	4,7	5,4	4,6	5,4	5,6
SE _a	7,1	7,7	7,4	4,5	4,3	1,9	1,2	2,8	5,1	7,0	6,6	6,3	5,2
S _a	3,1	3,5	4,1	2,9	2,4	1,7	1,3	2,4	4,1	5,7	5,5	3,8	3,4
SW _a	6,0	3,7	3,4	2,7	2,0	1,9	1,7	3,1	5,3	6,9	6,7	6,2	4,1
W _a	15,1	11,9	7,9	5,1	4,2	7,6	10,2	11,8	11,1	11,9	11,6	13,9	10,2
NW _a	5,0	5,1	5,1	3,4	3,7	7,0	7,1	6,0	6,9	4,8	4,8	4,5	5,3
C _a	2,8	2,2	1,6	1,3	1,6	1,9	1,8	2,7	3,5	3,2	2,1	2,4	2,3
K _a	10,1	8,7	9,4	11,7	12,4	14,7	16,4	16,4	14,6	11,4	10,1	9,5	12,1
N _c	1,6	2,4	2,5	3,9	3,4	4,4	4,2	2,9	2,3	1,4	1,3	1,5	2,6
NE _c	1,0	1,7	1,5	3,1	2,8	3,5	2,5	2,2	1,4	1,1	1,1	1,2	1,9
E _c	1,7	2,3	3,0	3,8	4,0	2,8	1,1	1,0	1,5	1,9	1,7	1,7	2,2
SE _c	2,2	3,2	3,9	4,7	3,6	2,2	1,1	1,4	1,7	1,9	3,2	2,6	2,6
S _c	2,7	3,8	3,6	4,5	3,7	1,4	1,4	1,5	2,3	3,6	5,1	3,2	3,0
SW _c	5,8	6,5	6,7	5,6	4,5	2,4	2,5	2,8	3,8	6,5	6,9	6,9	5,1
W _c	13,1	11,7	10,6	9,0	6,1	8,3	11,5	10,1	10,1	10,3	11,9	14,4	10,6
NW _c	5,3	5,0	5,2	5,1	4,9	7,1	8,0	5,6	4,5	3,6	4,2	4,7	5,3
C _c	0,6	1,0	0,8	1,8	1,6	1,7	1,0	1,1	0,6	0,8	1,0	0,6	1,0
B _c	4,6	5,7	8,3	11,7	13,9	14,1	12,1	11,7	8,3	6,6	6,3	5,7	9,1
X	1,5	1,8	2,0	2,1	1,8	1,5	1,0	1,5	1,8	1,5	1,5	1,6	1,6
a	59,7	54,9	51,9	44,6	49,9	50,7	53,6	58,1	61,7	60,9	55,7	56,0	54,8
c	38,8	43,3	46,1	53,3	48,3	47,8	45,4	40,4	36,5	37,6	42,8	42,5	43,6

Objaśnienia:

Duże litery oznaczają kierunek adwekcji, indeksy – rodzaj układu barycznego: „a” – antycyklonalny (wyżowy), „c” – cyklonalny (niżowy).

C_a – sytuacja centralna antycyklonalna, brak adwekcji, centrum wyżu nad Polską południową

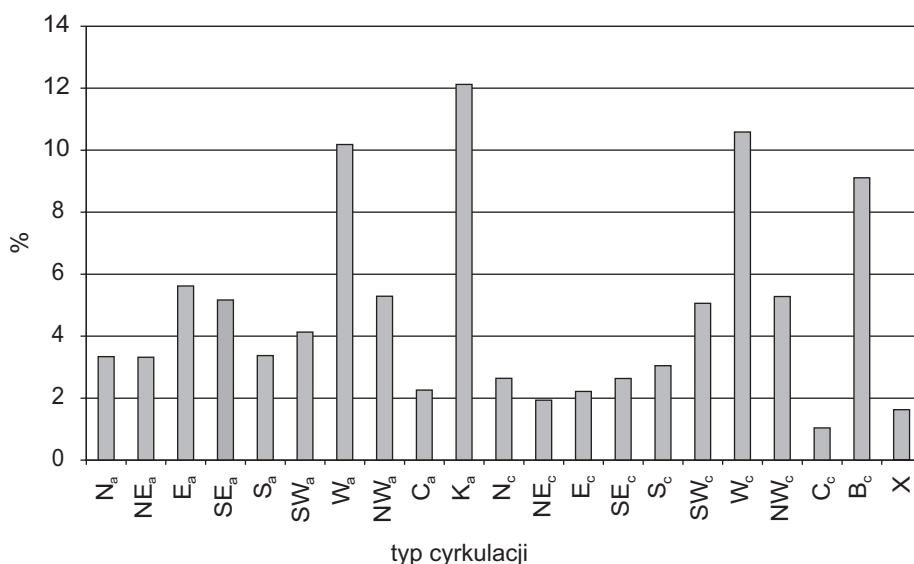
K_a – klin antycyklonalny, czasem kilka niewyraźnych ośrodków lub rozmyty obszar podwyższonego ciśnienia, oś wału wysokiego ciśnienia

C_c – sytuacja centralna cyklonalna, centrum niżu nad Polską południową

B_c – bruzda cyklonalna, rozmyty obszar niskiego ciśnienia lub oś bruzdy niżowej z różnymi kierunkami adwekcji i systemów frontów oddzielających różne masy powietrzne

X – sytuacje niedające się zaklasyfikować i siodła baryczne

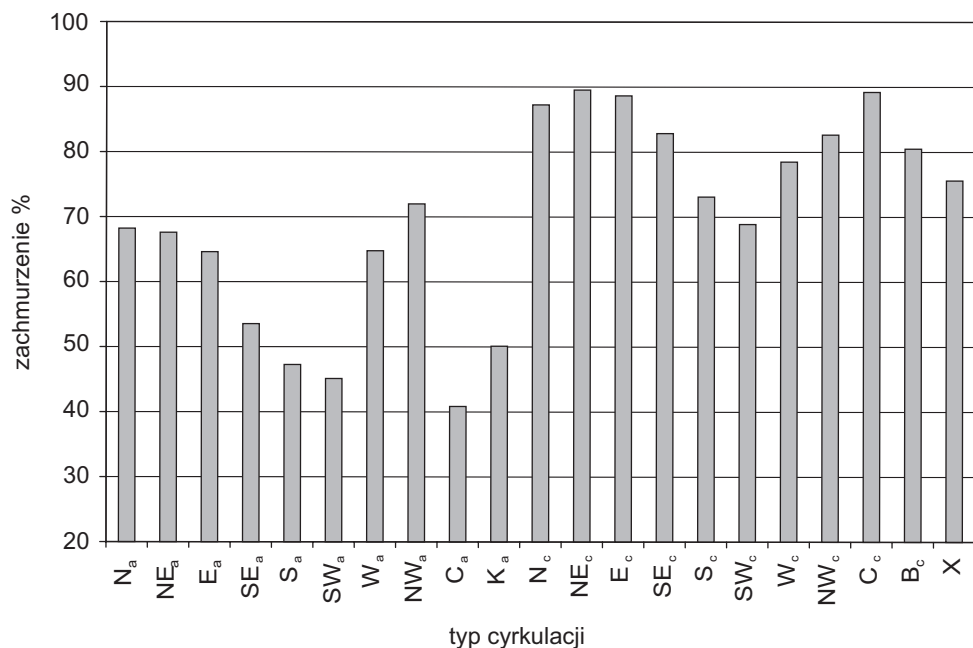
W Polsce południowej średnio w roku sytuacje antycyklonalne (54,8%) przeważają nad sytuacjami cyklonalnymi (43,6%). Przewaga ta jest widoczna w każdym miesiącu, z wyjątkiem kwietnia, kiedy to o 8,7% częściej niż antycyklonalne panują sytuacje cyklonalne (tab. 11). Zdecydowanie największa częstość (ponad 60%) sytuacji wyżowych występuje we wrześniu i październiku, najmniejsza (44,6%) w kwietniu. Spośród 20 typów sytuacji synoptycznych najczęściej w roku występuje klin antycyklonalny K_a (12,1%), nieco rzadziej (10,6%) sytuacja zachodnia cyklonalna W_c i antycyklonalna W_a (10,2), a następnie bruzda cyklonalna B_c (9,1). Pogoda stagnacyjna jest typowa w cieplej połowie roku, przy czym wyżowa osiąga maksimum (16,4%) w lipcu i sierpniu, a niżowa (14,1 i 13,9%) w czerwcu i maju. W chłodnej połowie roku dominują natomiast sytuacje adwekcyjne z zachodu, antycyklonalne W_a , z maksimum (15,1%) w styczniu i cyklonalne W_c w grudniu (14,4%). Pozostałe sytuacje synoptyczne występują stosunkowo rzadko, po kilka procent w miesiącu. Najmniejszą częstością w roku (1,0%) wyróżnia się sytuacja centralna cyklonalna C_c (ryc. 21).



Ryc. 21. Średnia roczna częstość występowania [%] poszczególnych typów cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedzwiedzia w dorzeczu górnej Wisły (1884–2007)

Fig. 21. Mean annual frequency of occurrence [%] of particular circulation types according to T. Niedzwiedź's classification in the upper Vistula basin (1884–2007)

W Krakowie zdecydowanie większe zachmurzenie (powyżej 80%) występuje przy sytuacjach cyklonalnych (ryc. 22), szczególnie z adwekcją z północnego wschodu (NE_c), wschodu (E_c), północy (N_c), północnego zachodu (NW_c) i południowego wschodu (SE_c), a także przy sytuacji bezadwekcyjnej cyklonalnej (C_c i B_c). Najmniejsze zachmurzenie (poniżej 50%) związane jest z sytuacjami wyżowymi, z minimum (41%) w centrum wyżu (C_a) nad Polską południową oraz przy spływie powietrza z południowego zachodu (SW_a) i południa (S_a).

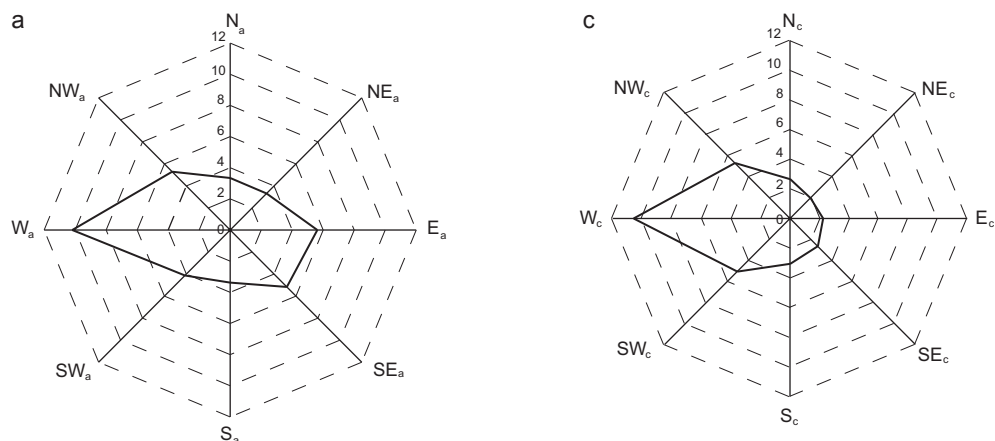


Ryc. 22. Wielkość zachmurzenia [%] w typach cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia w dorzeczu górnej Wisły (1884–2007)

Fig. 22. Amount of cloudiness [%] in various circulation types according to T. Niedźwiedź's classification, in the upper Vistula basin (1884–2007)

Składową cyrkulacji atmosfery jest masa powietrza. Ma ona swoiste cechy fizyczne i tworzy względnie zamknięty układ termodynamiczny, który – przemieszczając się – zachowuje przez pewien czas swe charakterystyczne cechy (Warakowski 1969). Analiza kierunków adwekcji mas powietrza (ryc. 23) wskazuje, iż w Krakowie bez względu na rodzaj układu barycznego dominuje spływ z sektora zachodniego (W, NW, SW). W przypadku sytuacji wyżowych stosunkowo częsty jest także kierunek wschodni i południowo-wschodni. Najrzadziej w roku, szczególnie przy sytuacjach cyklonalnych, występuje przepływ powietrza z północnego wschodu (NE_o).

Na podstawie danych (Niedźwiedź 2007) zawartych w tabeli 12 można stwierdzić, że w ciągu roku nad rejon Krakowa najczęściej napływają masy powietrza polarnego morskiego (PPm + PPms + Ppm – 57,5%). Najwięcej dni z tą masą powietrza jest w lecie (czerwiec, lipiec, sierpień), ponad 60%, najmniej w marcu – poniżej 50% (ryc. 24). Znacznie rzadziej (21,5%) występują nad badanym obszarem masy powietrza polarnego kontynentalnego PPK. Adwekcja tej masy waha się od 16% w lipcu do 29% w marcu (ryc. 24). Pozostałe dwie masy powietrza, arktyczne PA i zwrotnikowe PZ, napływają stosunkowo rzadko. Częstość dni z masą powietrza arktycznego wynosi średnio 8% w roku, z maksimum na wiosnę (11,6%) i minimum w lecie (3,1%). Powietrze zwrotnikowe występuje w Krakowie jeszcze rzadziej (3,1%), głównie w ciepłej części roku (ryc. 24).



Ryc. 23. Roczna róża częstości [%] występowania kierunku napływu powietrza nad obszar Krakowa w latach 1884–2007 według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (a – sytuacje antycyklonalne, c – sytuacje cyklonalne)

Fig. 23. Annual difference in the frequency [%] of occurrence of the direction of advection of air to Krakow between 1884 and 2007 according to T. Niedźwiedź's classification (a – anti-cyclonic situations, c – cyclonic situations)

Tabela 12. Roczna i sezonowa częstość dni z poszczególnymi masami powietrza w okresie 1951–2007 w dorzeczu górnej Wisły (według danych T. Niedźwiedzia 2007)

Table 12. Annual and seasonal frequency of occurrence of days with particular air mass types between 1951 and 2007 in the upper Vistula basin (according to data collected by T. Niedźwiedź 2007)

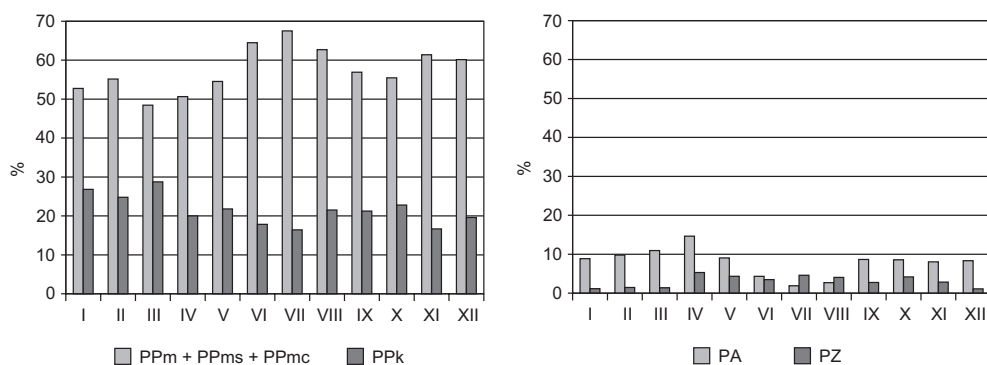
Masa	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
PA	8,9	11,6	3,1	8,7	8,0
PPk	23,7	23,6	18,6	20,3	21,5
PPm	14,0	13,6	25,7	16,8	17,5
PPmc	9,4	6,5	3,5	9,8	7,3
PPms	32,6	31,2	35,7	31,3	32,7
PZ	1,0	3,8	4,2	3,3	3,1
rmp	10,4	9,9	9,2	9,9	9,8

Objaśnienia:

PA – powietrze arktyczne
 PPk – powietrze polarne kontynentalne
 PPm – powietrze polarne morskie
 PPms – powietrze polarne morskie stare

PPmc – powietrze polarne morskie ciepłe
 PZ – powietrze zwrotnikowe
 rmp – różne masy powietrza

W. Warakomski (1969) wykazał, że masa powietrza posiadająca określone właściwości fizyczne wywiera wpływ na wielkość i strukturę zachmurzenia. Prawdopodobieństwo wystąpienia dni z zachmurzeniem wewnątrzmasowym wynosi w Polsce 17%. W ciągu całego roku najmniejsze zachmurzenie notowane jest przy zaleganiu powietrza polarnego kontynentalnego, któremu towarzyszą najczęściej chmury *Cirrus*. Największe zachmurzenie (głównie warstwowe) jest obserwowane w zimie bez względu na masę powietrza, natomiast na wiosnę i jesienią najwyższe wartości zachmurzenia są związane z masą powietrza polarnego morskiego, dla którego charakterystyczne są chmury *Stratocumulus*, *Altostratus*, *Cirrus* i *Cumulus* (Warakomski 1969)¹.

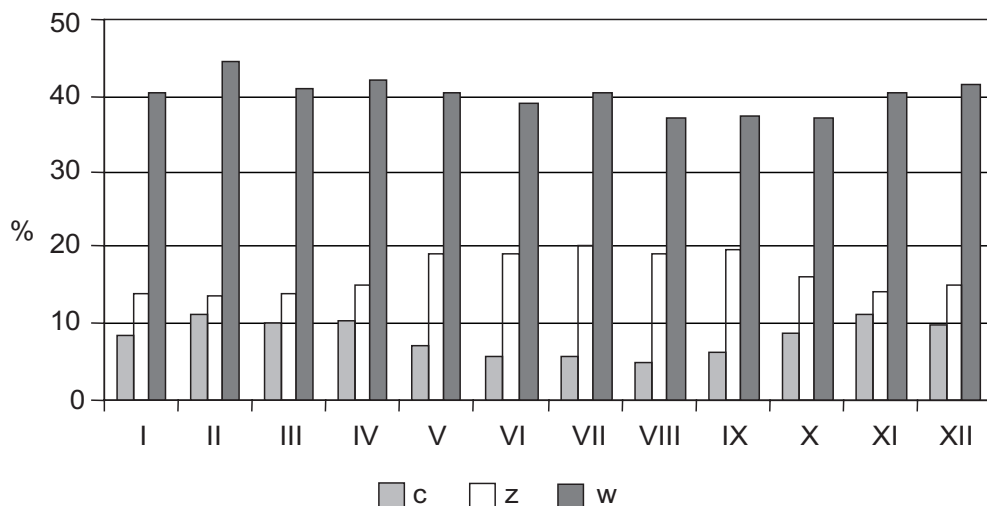


Ryc. 24. Miesięczna częstość [%] dni z poszczególnymi masami powietrza w okresie 1951–2007 w dorzeczu górnej Wisły (według danych T. Niedźwiedzia 2007)

Fig. 24. Monthly frequency [%] of days with particular air masses between 1951 and 2007 in the upper Vistula basin (according to data collected by T. Niedźwiedź 2007)

Poszczególne rodzaje mas powietrza rozdzielają fronty atmosferyczne, których zmienność roczna jest mało zróżnicowana (ryc. 25). W Krakowie średnio w roku występuje 40% dni z frontem, przy czym częstość frontów chłodnych jest ponaddwukrotnie większa niż ciepłych. Najwięcej frontów chłodnych, którym zazwyczaj towarzyszy duża dynamika atmosfery przejawiająca się m.in. rozwojem chmur *Cumulonimbus*, występuje od maja (19,1%) do września (19,8%), z maksimum (20%) w lipcu. Częstość dni z frontem ciepłym w ciągu roku waha się od maksimum 11,1% w lutym, do minimum 4,8% w sierpniu (ryc. 25). Rozkład roczny częstości dni z frontem ciepłym jest odwrotny do rozkładu częstości dni z frontem chłodnym. Dlatego należałoby uściślić twierdzenie E. Żmudzkiej (2007), że w Polsce przebieg roczny udziału chmur frontowych w zachmurzeniu ogólnym nawiązuje do przebiegu rocznej wielkości zachmurzenia, od minimum w sierpniu do maksimum w grudniu, gdyż (na podstawie danych T. Niedźwiedzia 2007) prawidłowość ta dotyczy wyłącznie frontu ciepłego (ryc. 25), który – jak wcześniej wspomniano – występuje dwukrotnie rzadziej niż front chłodny.

¹ Zob. układy chmur s. 223–229.



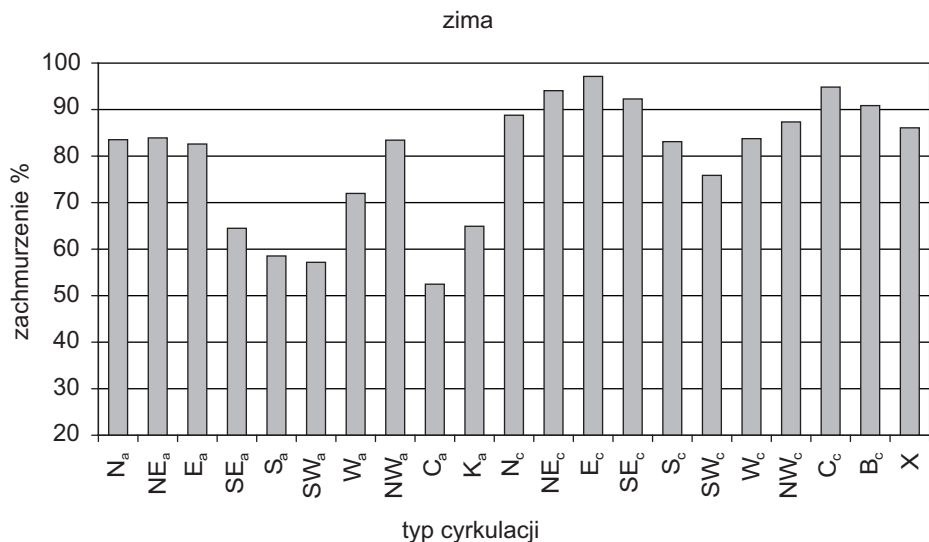
Ryc. 25. Miesięczna częstość [%] dni z frontami atmosferycznymi: c – ciepłym, z – zimnym, w – wszystkie, w okresie 1951–2007 w dorzeczu górnej Wisły (według danych T. Niedźwiedzia 2007)

Fig. 25. Monthly frequency [%] of days with atmospheric fronts: c – warm, z – cold, w – all, between 1951 and 2007 in the upper Vistula basin (according to data collected by T. Niedźwiedź 2007)

W Krakowie największe zachmurzenie w roku (powyżej 90%) występuje w zimie (ryc. 26) przy sytuacjach niżowych z adwekcją powietrza z sektora wschodniego (E_c , NE_c , SE_c) oraz bezadwekcyjnych (C_c , B_c); najmniejsze zachmurzenie o tej porze roku (poniżej 60%) zaznacza się w centrum wyżu C_a oraz przy sytuacjach SW_a i S_a .

Najmniej zachmurzonym dniom w grudniu i styczniu towarzyszą chmury *Stratus* i *Altostratus*, najbardziej zachmurzonym – *Stratus* i *Nimbostratus*. Najczęściej w grudniu (tab. 11) występują sytuacje z adwekcją z zachodu W_c (14,4%) i W_a (13,9%). Przy sytuacji W_c występują chmury *Stratocumulus* (20%) i *Altostratus* (17%), a sytuacji wyżowej W_a towarzyszą najczęściej (po 16%) chmury *Altostratus* i *Stratus*² (Matuszko 2006).

² Zob. układy chmur s. 223–229.

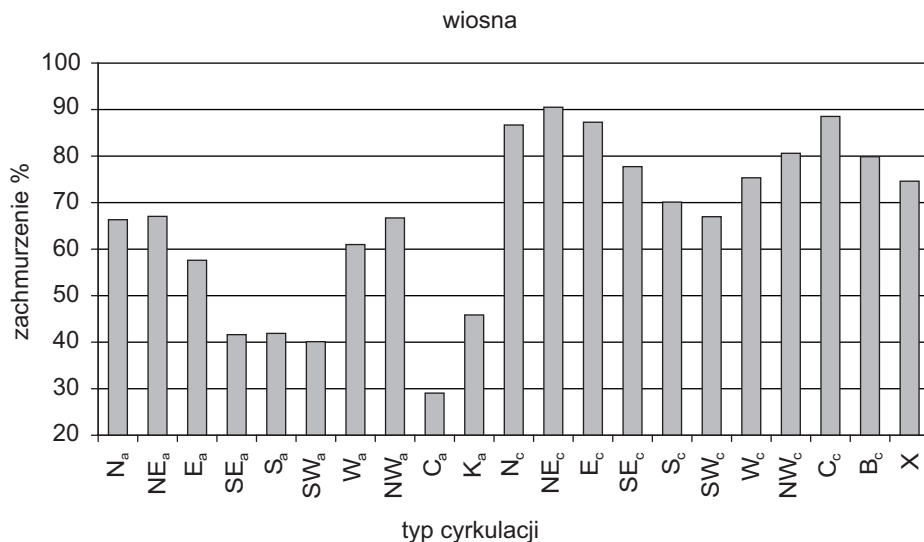


Ryc. 26. Wielkość zachmurzenia [%] w zimie (XII, I, II) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Fig. 26. Amount of cloudiness [%] in winter (Dec – XII, Jan – I, Feb – II) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

W zimie przeważa przepływ powietrza z zachodu związany z aktywnością niżów atlantyckich przemieszczających się nad Europą. Takiej cyrkulacji towarzyszą najczęściej chmury *Alto cumulus* i *Strato cumulus* związane z powietrzem polarnym morskim i przeważającymi u nas frontami chłodnymi (Warakomski 1962). Stosunkowo częste w zimie powietrze polarne kontynentalne (24%, tab. 12), przynieszone przez wyże z południowego wschodu i wschodu, sprzyja występowaniu pogody bezchmurnej, pojawianiu się chmur *Cirrus* lub zaleganiu niskich chmur warstwowych („zgnile wyże”). W zimie, według J. Michalczewskiego (1955), pogoda wyżowa oznacza często pogodę pochmurną, z powodu występowania podinwersyjnych chmur warstwowych. Chmury *Stratus* powstają zimą, najczęściej w wyniku napływu cieplejszego powietrza nad wychłodzone podłoże oraz z powodu silnego oziębiania się dolnej, wilgotnej warstwy powietrza na skutek ograniczenia dopływu promieniowania słonecznego.

Na wiosnę (ryc. 27) najmniejsze zachmurzenie średnie dobowe (29%) występuje przy pogodzie wyżowej stagnacyjnej C_a oraz adwekcji z południowego zachodu SW_a (40%), południa S_a i południowego wschodu SE_a (około 42%). Jednak już od marca zaznacza się wzmożona konwekcja, powodująca wzrost zachmurzenia w ciągu dnia. Największe zachmurzenie (powyżej 80%) występuje przy sytuacjach cyklonalnych NE_c, E_c, N_c i C_c. W marcu (tab. 11) dominuje nadal sytuacja zachodnia cyklonalna W_c (10,6%) i związane z nią chmury *Strato cumulus*, lecz coraz większą rolę odgrywa konwekcja, bo równie często występują chmury *Cumulus*, które w większości sytuacji wyżowych występują najczęściej spośród innych chmur.



Ryc. 27. Wielkość zachmurzenia [%] na wiosnę (III, IV, V) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Fig. 27. Amount of cloudiness [%] in spring (Mar – III, Apr – IV, May – V) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

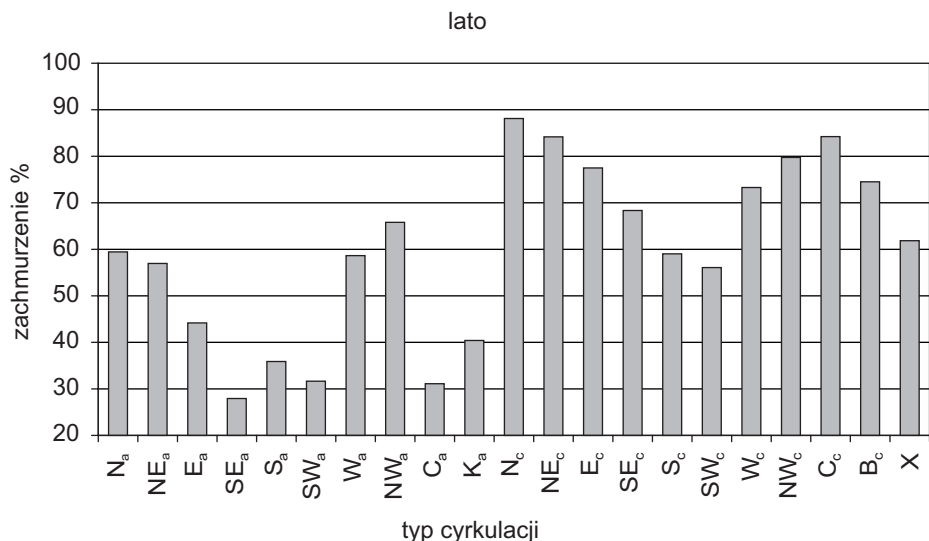
W kwietniu (tab. 11) zdecydowanie przeważają sytuacje bezadwekcyjne K_a i B_c (po 11,7%) i jest to jedyny miesiąc w roku, w którym niżej (53,3%) występują częściej niż wyżej (44,6%). Wzmógłona konwekcja powoduje, że nawet przy sytuacji B_c chmury *Cumulus* występują z największym prawdopodobieństwem (17%), a w dalszej kolejności *Stratocumulus* (16%) i *Nimbostratus* (14%). Sytuacjom wyżowym, najwyraźniej K_a, towarzyszą chmury *Cumulus* (32%), *Altostratus* (13%) oraz chmury piętra wysokiego³.

W maju (tab. 11) nadal przeważają sytuacje bezadwekcyjne B_c (13,9%) i K_a (12,4%), ale stosunkowo często (8,6%) występują sytuacje antycyklonalne: wschodnia E_a i północno-wschodnia NE_a (6,1%), które przyczyniają się do tzw. nawrotów chłodu i występowania przymrozków (Niedźwiedź 1988). W maju, bez względu na typ cyrkulacji, a w związku ze wzmógłoną konwekcją, najczęściej występują chmury *Cumulus* i towarzyszące im *Altostratus* i *Cirrus*. Przy bruzdzie cyklonalnej B_c stosunkowo często występują również chmury deszczowe *Nimbostratus* (11%) i *Cumulonimbus* (10%), a także *Altostratus* (11%).

Ogólnie wiosną większy wpływ na tworzenie się chmur mają warunki lokalne i konwekcja, bo najczęściej spośród chmur widoczne są *Cumulus*, które przysłaniają chmury leżące wyżej. Wzrost insolacji w tym okresie powoduje stopniowe nagrzewanie się gruntu i wzrost temperatury przy powierzchni ziemi. Coraz silniejsze ogrzewanie się dolnych warstw atmosfery wpływa na szybszą likwidację warstwy inwersyjnej oraz rozpraszanie chmur warstwowych. Nierównomierne nagrzewanie się podłoża i wy-

³ Zob. układy chmur s. 223–229.

tworzenie chwiejnej stratyfikacji termicznej sprzyja rozwojowi prądów wstępujących, które prowadzą do powstania chmur konwekcyjnych.



Ryc. 28. Wielkość zachmurzenia [%] w lecie (VI, VII, VIII) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Fig. 28. Amount of cloudiness [%] in summer (Jun – VI, Jul – VII, Aug – VIII) depending on circulation type according to T. Niedźwiedzia's classification (1884–2007)

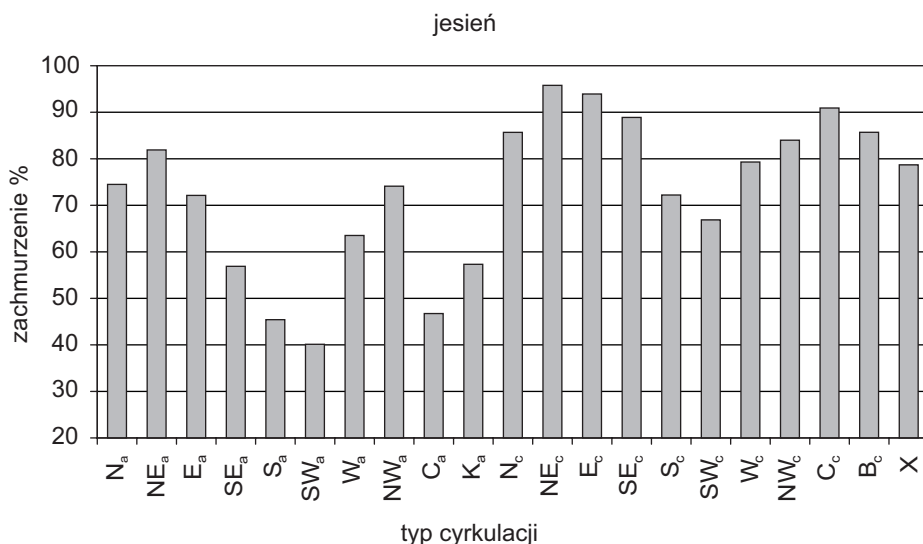
W lecie najmniejsze zachmurzenie występuje przy sytuacjach wyżowych SE_a (28%), S_a, SW_a i centrum wyżu C_a, największe (powyżej 80%) przy sytuacjach N_c (88%), NE_c i C_c. W czerwcu (tab. 11), podobnie jak w miesiącach wiosennych, dominują sytuacje stagnacyjne K_a (14,7%) i B_c (14,1%). Dla sytuacji K_a typowy jest układ częstości chmur *Cumulus* (37%), *AltoCumulus* (13%) i *Cirrus* (12%). Natomiast przy bruzdzie cyklonalnej B_c, oprócz *Cumulus*, najczęściej występują towarzyszące frontom chłodnym *Stratocumulus* (14%), *AltoCumulus* (13%) i *Cumulonimbus* (11%). Na koniec czerwca i lipiec przypada maksimum (5,6%) rzadko występującej w ciągu roku (3,3%) adwekcji powietrza z północy, sprzyjającej spiętrzaniu się powietrza na stokach Karpat i powstawaniu ulewnych opadów z chmur *Nimbostratus* (23%) i *Cumulonimbus* (15%) łącznie w typach N_a i N_c, wywołujących powodzie na karpaccich dopływach Wisły (Niedźwiedź 1988). Przełom czerwca i lipca to okres zwiększonego zachmurzenia w Polsce z powodu zmiany układu cyrkulacji w Europie (Kaszewski 1983).

W lipcu (tab. 11), w związku ze wzmożoną aktywnością Wyżu Azorskiego, obszar Krakowa znajduje się najczęściej w zasięgu klina wyżowego K_a – 16,4%, któremu towarzyszą chmury *Cumulus* i *AltoCumulus* (Matuszko 2000).

W sierpniu (tab. 11) przeważają typy antycyklonalne, stagnacyjny K_a – 16,4%, przepływ powietrza z zachodu W_a – 11,8% oraz bruzda cyklonalna B_c – 11,7%. Sytuacjom

stagnacyjnym towarzyszają najczęściej chmury *Cumulus* i *Alto cumulus*, adwekcyjnym *Cumulus*, *Alto cumulus* i *Strato cumulus*.

Pogodę w lecie, kształtowaną głównie przez Wyż Azorski, cechuje występowanie chmur konwekcyjnych. Najdłuższe dni i najwyższe w roku położenie Słońca nad horyzontem są przyczyną dużego usłonecznienia i nasłonecznienia. W wyniku silnego ogrzewania podłoża promieniami słonecznymi wyzwała się w warstwie przyziemnej energia równowagi chwiejnej, powodująca silne ruchy wznoszące powietrza i tworzenie się chmur o budowie pionowej. Z chwilą osłabienia konwekcji chmury te stopniowo zanikają od góry. Na skutek ich rozpościerania powstają chmury *Alto cumulus*, także bardzo częste o tej porze roku. Mogą się zdarzyć również intensywne opady z chmur *Cumulonimbus* i *Nimbostratus*, związane z osiagającymi wówczas maksimum występowania w roku frontami chłodnymi (ryc. 25), masami powietrza polarne morskiego (ryc. 24) i przepływem powietrza z północy (tab. 11).



Ryc. 29. Wielkość zachmurzenia [%] w jesieni (IX, X, XI) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Fig. 29. Amount of cloudiness [%] in autumn (Sep – IX, Oct – X, Nov – XI) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

Jesienią (ryc. 29) najmniejsze zachmurzenie (około 40%) występuje przy sytuacjach antycyklonalnych z południowego zachodu SW_a i południa S_a, sprzyjających nasileniu efektów fenowych. Największe zachmurzenie (powyżej 90%) jest notowane przy sytuacjach cyklonalnych z północnego wschodu NE_c i wschodu E_c oraz centrum niżu C_c.

We wrześniu (tab. 11) dominuje jeszcze klin wyżowy K_a (14,6%), ale już częściej niż bruzda cyklonalna B_c występuje sytuacja zachodnia cyklonalna W_c (10,1%). Sytuacji antycyklonalnej K_a nadal najczęściej towarzyszy układ chmur *Cumulus* (27%), *Alto cumulus* (17%) i *Cirrus* (10%), a pogodzie niżowej W_c – chmury *Cumulus* (22%), *Strato cumulus* (17%) i *Alto cumulus* (16%). We wrześniu najczęściej w roku występuje

pogoda bezchmurna, której sprzyjają sytuacje antycyklonalne, osiągające w tym miesiącu maksimum roczne częstości (61,7%).

Październik (tab. 11) podobnie jak wrzesień jest miesiącem, w którym sytuacje wyżowe zdecydowanie (o 23,3%) przeważają nad niżowymi, sprzyjając napływowi powietrza polarnego kontynentalnego (sytuacje E_a i SE_a). Przy takiej cyrkulacji bardzo często występuje pogoda bezchmurna oraz pojawiają się chmury *Stratus*. Najczęściej występująca w październiku sytuacja W_a (11,9%) sprzyja tworzeniu się chmur *Alto-cumulus* (17%), *Stratocumulus* (14%) i *Cumulus* (14%). W tym miesiącu konwekcja odgrywa już znacznie mniejszą rolę, gdyż chmury *Cumulus* przy wspomnianej wcześniej sytuacji występują z prawdopodobieństwem 14%, podczas gdy np. we wrześniu pojawiały się z prawie dwukrotnie większą częstością (27%).

W listopadzie (tab. 11) już zdecydowanie dominuje typ cyrkulacji z zachodu (W_c – 11,9%, W_a – 11,6%), sprzyjający tworzeniu się chmur *Stratocumulus* i *Alto-cumulus*. W niektórych typach dominują chmury *Stratus*, zwłaszcza przy sytuacjach W_c , SE_c i SE_a . Na listopad przypada maksimum częstości przepływu powietrza z południa i południowego zachodu, wywołującego powstawanie wiatrów fenowych w Karpatach. Przy tych sytuacjach (SW_a) z największym prawdopodobieństwem występują chmury *Cirrus* (20%) i pogoda bezchmurna (11%), ta ostatnia wyraźniej w centrum wyżu C_a i klinie wyżowym K_a .

Jak wynika z powyższej analizy, jesień cechuje zdecydowana przewaga sytuacji antycyklonalnych nad cyklonalnymi, czego wynikiem jest małe zachmurzenie, częste występowanie nieba bezchmurnego i duże prawdopodobieństwo pojawienia się chmur piętra wysokiego. W tym okresie nie ma wyraźnej dominacji jednego typu zachmurzenia. Na początku jesieni przeważają jeszcze chmury konwekcyjne, ale później coraz częściej odsłaniają się chmury wyższych pięter. Istotną rolę odgrywają chmury średnie frontalne i warstwowe. Pod koniec jesieni podłoże jest już wyziębione, sprzyja to tworzeniu się warstw inwersyjnych i powstawaniu niskich chmur warstwowych. Często o tej porze roku spotyka się również chmury pochodzenia falowego. Ruchy falowe powstają na górnej granicy inwersji, gdzie stykają się z sobą dwie warstwy powietrza o różnej temperaturze i gęstości. W wyniku nagłych zmian prędkości wiatru powstają fale powietrzne. W Krakowie efekt falowy wzmocniony jest bliskością bariery górskiej, gdyż ruch ten wymuszony jest rzeźbą podłoża. W grzbietach fal powietrze wznosi się powyżej poziomu kondensacji i tworzą się soczewki chmur *lenticularis*. W dolinach fali, gdzie powietrze schodzi w dół, chmury nie występują, gdyż poniżej poziomu kondensacji wyparowują (Matuszko 2006).

Przedstawiona analiza wpływu cyrkulacji atmosfery na zachmurzenie pokazuje, jak dużą rolę, szczególnie w odniesieniu do występowania chmur niskich, odgrywają warunki lokalne i czynniki radiacyjne. Chmura *Cumulus* od marca do września, w południe, z powodu wzmoczonej konwekcji, bez względu na typ sytuacji synoptycznej, występuje najczęściej spośród wszystkich rodzajów chmur, niekiedy przesłaniając chmury leżące wyżej. Niewątpliwie sprzyja temu układ baryczny, gdyż właśnie w tych miesiącach dominuje pogoda stagnacyjna, zwłaszcza wyżowa, która w lipcu i sierpniu osiąga maksimum występowania. W lecie chmurom *Cumulus* najczęściej towarzyszą *Alto-cumulus* i *Cirrus*, związane z sytuacjami antycyklonalnymi i pogodą kształtowaną przez Wyż Azorski. Chłodną połowę roku charakteryzują sytuacje adwekcyjne z za-

chodu, wywołane aktywnością niżów atlantyckich, przynoszących duże zachmurzenie. Wymienionej cyrkulacji towarzyszą najczęściej chmury *Altostratus* i *Stratocumulus* związane z powietrzem polarnym morskim i dominującymi wówczas frontami chłodnymi. W zimie masy powietrza polarnego kontynentalnego, przynoszone przez wyże z południowego wschodu i wschodu, sprzyjają występowaniu pogody bezchmurnej lub zaleganiu chmur *Stratus*, szczególnie rano i wieczorem (Matuszko 1998). Chmury te na wiosnę i latem najczęściej pojawiają się przy sytuacji B_c i W_c oraz NW_c.

W ciągu całego roku pogoda bezchmurna najsilniej jest związana z klinem wyżowym K_a, natomiast prawie nigdy nie występuje przy sytuacji północno-wschodniej cyklonalnej.

Chmury deszczowe *Nimbostratus* i *Cumulonimbus* od kwietnia do sierpnia najczęściej towarzyszą bruzdzie cyklonalnej B_c, natomiast w pozostałych miesiącach występują przy sytuacji zachodniej W_c i północno zachodniej cyklonalnej NW_c.

Warto podkreślić, że – jak przedstawiono powyżej – wpływ cyrkulacji atmosfery na zachmurzenie przejawia się nie tylko zmianami wielkości zachmurzenia w zależności od typu sytuacji synoptycznej, ale także oddziałuje na skład rodzajowy chmur. Oznacza to, że np. klinowi wyżowemu K_a, bez względu na porę roku, towarzyszą najczęściej chmury *Cumulus*, *Altostratus*, *Cirrus*, a bruzdzie cyklonalnej B_c – chmury *Nimbostratus* i *Stratocumulus*⁴.

⁴ Zob. układy chmur s. 223–229.

4. ZMIENNOŚĆ ZACHMURZENIA W KRAKOWIE

Zachmurzenie jest jednym z najbardziej zmiennych elementów pogody i klimatu, chmury bowiem nieustannie się przekształcają, zmieniając wielkość, miąższość, kształt i właściwości fizyczne. W tym samym miejscu, w krótkim czasie mogą zniknąć i tworzyć się ponownie. Zachmurzenie ma duże znaczenie klimatotwórcze ponieważ chmury kształtują bezpośrednio bilans radiacyjny Ziemi, dlatego poznanie jego zmienności, zarówno w czasie, jak i w przestrzeni jest bardzo ważne.

4.1. WIELKOŚĆ ZACHMURZENIA OGÓLNEGO

Średnie roczne zachmurzenie w Krakowie na podstawie danych z lat 1884–2007 wynosi 67,9%. Jest to wartość podobna do wieloletniego średniego zachmurzenia na terenie Polski (Żmudzka 2007) i krajów sąsiednich, położonych na tej samej szerokości geograficznej. Jak podają A. Gluza i M. Kaszewski (2007), taką samą wielkość zachmurzenia – 68% (choć dotyczącą różnych okresów) stwierdzono w Lublinie, Łodzi i Wrocławiu (Gluza, Kaszewski 2007; Wibig 2003; Dubicka, Limanówka 1994) oraz kilku stacjach poza Polską, leżących w tej samej strefie szerokościowej, np. Drezno – 68%, Plauen – 68%, Karlovy Vary – 67%, Chemnitz – 67% (Reiche 1973), Praga – 67% (Coufal, Stuchlik 1962; Matuszko 2001).

Na podstawie danych z lat 1884–2007 w ciągu dnia największe zachmurzenie notowano w terminie porannym i wynosiło ono 70,7%, a najniższe wieczorem – 63,5%. Odchylenie standardowe średniego rocznego zachmurzenia wyniosło 4,1%, lecz w południe było większe i miało wartość 5,1%. W lecie, w całym okresie badań, największe zachmurzenie obserwowano w południe, a od drugiej połowy XX wieku najmniej zachmurzone są poranki. Jesienią i w zimie największe zachmurzenie najczęściej występuje rano, a najmniejsze wieczorem.

W Krakowie, podobnie jak w całej Polsce (Olszewski 1990), można wyróżnić dwa typy przebiegu dobowego zachmurzenia:

- 1) „letni” – od kwietnia do września, z największym zachmurzeniem w porze okołopołudniowej (przeważają chmury konwekcyjne, głównie *Cumulus*) i minimalnym nocą oraz ze znaczną amplitudą dobową;

- 2) „zimowy” – od października do marca, z maksimum rannym lub przedpołudniowym (dominują chmury warstwowe, głównie *Stratus*) i minimum wieczornym lub nocnym oraz z małą amplitudą dobową (Matuszko 2003).

W Krakowie w ciągu roku największe zachmurzenie (76,8%) jest w zimie (XII, I, II), najmniejsze (60,1%) w lecie (VI, VII, VIII). Do końca pierwszej połowy XX wieku częściej większe zachmurzenie obserwowano jesienią niż wiosną, a w następnych latach wartości średnie zachmurzenia były na zmianę większe na wiosnę i jesienią.

W przebiegu rocznym zachmurzenia według miesięcy (tab. 13) na podstawie danych z lat 1884–2007 największym zachmurzeniem w Krakowie wykazuje się grudzień (79,6%), najmniejszym (58,2%) sierpień. Jednak w poszczególnych latach nie tylko w zimie, lecz we wszystkich miesiącach, z wyjątkiem sierpnia, zdarzają się średnie miesięczne wartości zachmurzenia przekraczające 80%. Najmniejsze w wieloleciu średnie miesięczne zachmurzenie (poniżej 30%) wystąpiło w lipcu, a w żadnym miesiącu w roku nie przekroczyło 59% (tab. 13). Zakres zmian zachmurzenia jest najmniejszy w pochmurnych miesiącach: w grudniu (35,3%) i styczniu (36,3%), największa zaś różnica w wartościach średnich miesięcznych zachmurzenia zaznacza się w marcu (59,7%), prawdopodobnie z przyczyn cyrkulacyjnych, marzec bowiem jest w Krakowie jedynym miesiącem w roku, w którym masy powietrza polarne morskiego napływają najrzadziej, a polarne kontynentalne – najczęściej (ryc. 24). Stosunkowo częste są również w tym miesiącu, rzadko występujące w Polsce, masy powietrza arktycznego.

Tabela 13. Wartości miesięczne i roczne zachmurzenia ogólnego [%] w Krakowie (1884–2007)

Table 13. Monthly and annual values of total cloudiness [%] in Krakow (1884–2007)

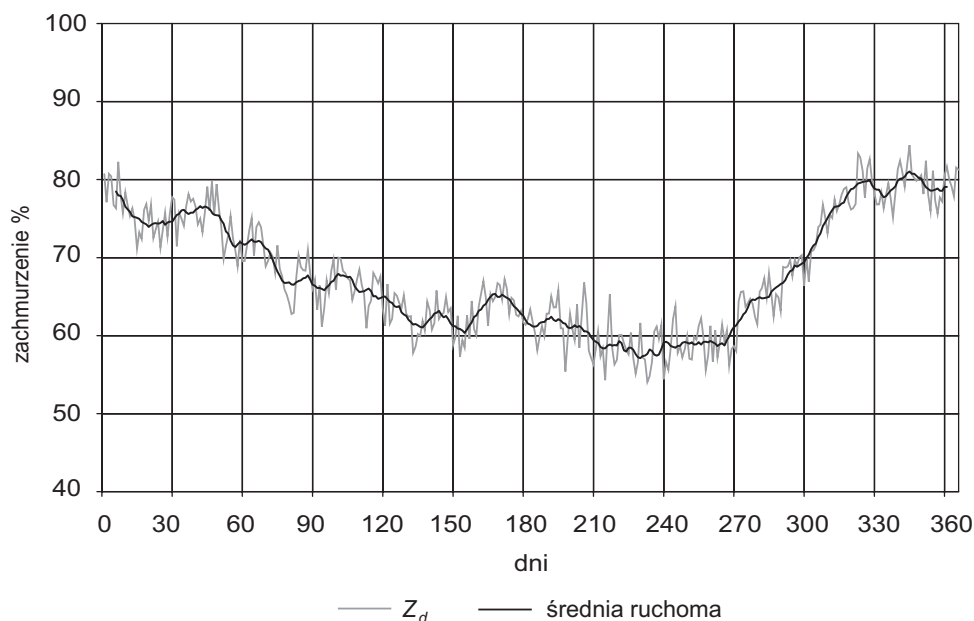
Okres	Średnia	Największa		Najmniejsza	
		Wartość	Rok	Wartość	Rok
I	76,0	94,3	1923	58,0	1894
II	74,7	97,8	1952	41,3	1914
III	69,2	91,9	1941	32,3	1921
IV	66,1	91,2	1941	36,9	1906
V	62,5	87,5	1939	38,1	1917
VI	63,2	82,1	1914	33,4	1930
VII	61,0	81,5	1980	29,7	2006
VIII	58,2	78,6	1937	35,5	1898
IX	59,6	88,2	1912	34,7	2006
X	66,9	87,7	1939	33,7	1907
XI	77,7	97,7	1945	51,0	1982
XII	79,6	93,9	1954	58,6	1972
Rok	67,9	77,7	1941,1952	56,1	1982

Przebieg roczny zachmurzenia ogólnego według wartości dobowych (ryc. 30), mimo bardzo długiego okresu obserwacyjnego (1884–2007), charakteryzuje się dużą zmiennością z dnia na dzień. Po dniu całkowicie zachmurzonym może wystąpić dzień

bezczmurny lub z małym zachmurzeniem. Takie sytuacje szczególnie często zdarzają się w marcu, czerwcu lub we wrześniu i październiku, ale mogą pojawić się również w dowolnym dniu całego roku.

Podobnie jak na innych stacjach w Polsce (Żmudzka 2007), tak i w Krakowie, w przebiegu rocznym (ryc. 30) można zauważyć dość szybki wzrost zachmurzenia jesienią oraz zdecydowanie wolniejszy – z niewielkimi wahaniami – spadek wiosną i latem. Największe zachmurzenie średnie dobowe (powyżej 80%) występuje pod koniec listopada, w połowie grudnia i na początku stycznia. Jeszcze w lutym zachmurzenie średnie dobowe przekracza 75%, ale potem stopniowo spada do 60% w połowie maja. W czerwcu zachmurzenie wzrasta do 65%, a następnie powoli zmniejsza się, osiągając minimum w sierpniu (55%). Zdaniem M. Kaszewskiego (1983) pochmurna połowa czerwca jest związana z przebudową układu cyrkulacji w Europie i rozwojem zachodniej i północno-zachodniej adwekcji sprzyjającej większemu zachmurzeniu w Polsce. W sierpniu i wrześniu utrzymują się wartości zachmurzenia poniżej 60%, a od początku października szybko rosną do 80% w końcu listopada (ryc. 30). Duże zachmurzenie występujące w chłodnej porze roku związane jest z częstym zaleganiem chmur *Stratus*, które tworzą gęstą powłokę utrzymującą się często kilka dni bez przerwy. Latem tak trwała i zwarta powłoka chmur warstwowych jest zjawiskiem rzadkim. Wówczas ze względu na dłuższe niż w zimie dni istnieje więcej czynników sprzyjających rozrywaniu się powłoki chmur, chociażby w postaci prądów konwekcyjnych (Michalczewski 1955).

Dobrym wskaźnikiem stanu zachmurzenia, najbardziej obiektywnym przy obserwacjach wizualnych, jest *niebo bezchmurne* i *niebo całkowicie zachmurzone*.



Ryc. 30. Przebieg roczny średniego dobowego zachmurzenia [%] oraz średnia ruchoma 5-dniowa w Krakowie (1884–2007)

Fig. 30. Annual course of mean daily cloudiness [%] and 5-day moving average

W pierwszym przypadku oznacza to zupełny brak chmur (0), w drugim – zachmurzenie całkowite (100%), bez jakichkolwiek przerw w pokryciu nieba chmurami. Wielkość zachmurzenia w ciągu dnia można charakteryzować przez podanie liczby dni bezchmurnych i całkowicie zachmurzonych, a także wydzielonych na podstawie odpowiednich kryteriów dni pogodnych, chmurnych i pochmurnych (Matuszko 2006). Poszczególne dni wyznaczono w następujący sposób:

Dzień bezchmurny to dzień, w którym niebo jest bez chmur w czasie trzech obserwacji klimatologicznych;

Dzień pogodny to taki, w którym średnie zachmurzenie dobowe Z_d jest $< 20\%$;

Dzień pochmurny to dzień, w którym średnie zachmurzenie dobowe Z_d jest $> 80\%$;

Dzień chmurny to dzień, w którym średnie zachmurzenie dobowe Z_d mieści się między 20% a 80% ;

Dzień całkowicie zachmurzony to taki, w którym średnie zachmurzenie dobowe $Z_d = 100\%$.

W Krakowie najczęściej panują dni chmurne i pochmurne (tab. 14). Stanowią one prawie 90% dni w roku. Bardzo rzadko występują dni bezchmurne, średnio około 11 w roku, ale w badanym okresie ich liczba wahała się od 0 w 1957 do 27 w 1990 roku. Bezchmurne dni, podobnie jak pogodne, najczęściej zdarzają się we wrześniu i marcu, najrzadziej w listopadzie. Pogoda bezchmurna na początku jesieni i wiosny jest związana z maksimum występowania układów wyżowych i zaleganiem nad Polską masy powietrznej polarnej kontynentalnej (Warakomski 1969). W tym czasie ilość pary wodnej zawartej w powietrzu bliska jest rocznemu minimum w naszych warunkach klimatycznych. Przy układach wyżowych poziom kondensacji znajduje się wysoko, często ponad warstwami hamującymi, i w przypadku rozwoju konwekcji rzadko dochodzi do kondensacji i rozwoju chmur.

Najdłuższe ciągi dni pogodnych w Krakowie wynosiły 10 dni i występowały na wiosnę. Dłuższe, bo trwające nawet 14 dni, są ciągi dni całkowicie zachmurzonych, które najczęściej zdarzają się w zimie. Najmniej dni z całkowitym zachmurzeniem jest w sierpniu i lipcu. W wymienionych miesiącach przeważają dni chmurne o zmieniającej się wielkości zachmurzenia w ciągu dnia. Najczęściej jednak pojedyncze dni pogodne przeplatają się z pojedynczymi dniami chmurnymi lub pochmurnymi, co potwierdza dużą zmienność zachmurzenia w Krakowie z dnia na dzień.

Tabela 14. Średnia liczba dni bezchmurnych ($Z_d = 0$), pogodnych ($Z_d < 20\%$), chmurnych ($20\% \leq Z_d \leq 80\%$), pochmurnych ($Z_d > 80\%$) i całkowicie zachmurzonych ($Z_d = 100\%$) w Krakowie w latach 1884–2007

Table 14. Average number of cloudless ($Z_d = 0$), clear ($Z_d < 20\%$), cloudy ($20\% \leq Z_d \leq 80\%$), cloudy ($Z_d > 80\%$) and completely overcast ($Z_d = 100\%$) days in Krakow between 1884 and 2007

Dni	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
bez-chmurne	1,0	0,8	1,3	1,0	0,7	0,6	0,8	1,0	1,7	1,0	0,5	0,6	11,0
pogodne	2,2	2,0	3,3	3,4	3,7	3,4	3,8	4,8	5,1	3,2	1,4	1,7	37,8
chmurne	11,3	10,7	13,4	14,4	16,6	16,3	17,6	17,2	15,8	14,8	11,3	10,0	169,4
po-chmurne	17,5	15,3	14,3	12,2	10,7	10,3	9,6	9,0	10,1	13,0	17,3	19,3	158,6
całk. zachm.	11,3	9,6	8,1	6,0	4,7	3,9	3,5	3,3	4,5	6,9	11,5	12,6	85,9

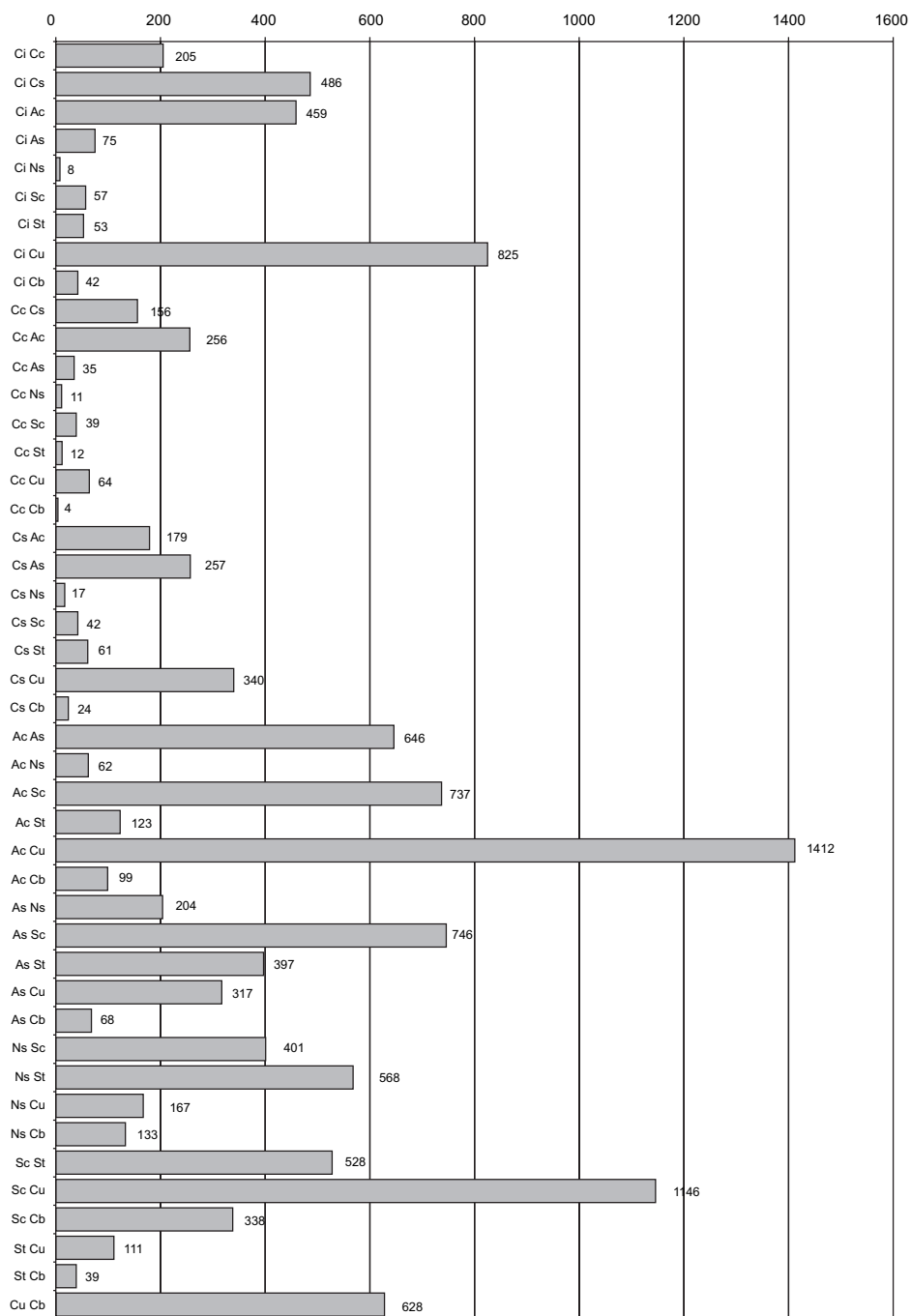
4.2. UDZIAŁ POSZCZEGÓLNYCH RODZAJÓW CHMUR W ZACHMURZENIU KRAKOWA

Obserwacja i właściwa ocena rodzajów chmur jest zadaniem skomplikowanym, ponieważ istnieją sytuacje, w których zwarta powłoka chmur piętra niskiego zasłania chmury wyższych pięter. W takich przypadkach niemożność stwierdzenia braku lub występowania chmur średnich lub wysokich nie oznacza, że chmur tych nie ma na niebie. Warto jednak podkreślić, że dla prawidłowego rozpoznania chmur konieczne jest prowadzenie niemal ciągłej obserwacji całego nieba oraz śledzenie rozwoju zachmurzenia, szczególnie wtedy, gdy chmury występują w kilku warstwach położonych jedna nad drugą. Ich względny ruch może ukazać chmury poprzednio ukryte, umożliwiając dzięki temu uzyskanie pewnego wyobrażenia o zachmurzeniu składowym i wysokości względnej tych chmur (*Międzynarodowy atlas chmur* 1959). Jest rzeczą oczywistą, że w zimie, gdy przeważa zachmurzenie warstwowe, trudniej niż w lecie dostrzec chmury wyższych pięter. Z tego względu przy analizie składu rodzajowego zachmurzenia należy zachować pewną ostrożność, tak jak przy innych wynikach obserwacji wizualnych, które mogą być obarczone błędem związanym z trudnościami obiektywnymi.

Wszelkie wartości średnie, konieczne do zobrazowania pewnych ogólnych prawidłowości, nie oddają w pełni faktycznego stanu stosunków nefologicznych. Analizowanie wartości średnich może prowadzić do zbyt dużych uogólnień, z pominięciem faktycznych procesów zachodzących w atmosferze. Z powodu braku lepszej metody, podobnie jak we wcześniejszych pracach (m.in. Michna 1957, 1959a, 1959b; Warakomski 1961, 1963, 1969; Matuszko 1991, 1992) obliczono liczbę przypadków występowania poszczególnych rodzajów chmur w miesiącu w poszczególnych terminach klimatologicznych. W celu pełniejszego przedstawienia stosunków nefologicznych rozpatrywano strukturę zachmurzenia i przebieg roczny w trzech terminach klimatologicznych, ze szczególnym uwzględnieniem obserwacji południowej, która w dalszej części pracy będzie przedmiotem szczegółowej analizy wpływu zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne.

Chmury mogą występować na niebie w dużej liczbie postaci, ponieważ nieustannie się przekształcają. Mimo ogromnej różnorodności kształtów i dynamiki chmur można wyróżnić ich podobną formę, czyli jeden rodzaj lub równoczesne występowanie na niebie kilku rodzajów chmur. Rozpoznawanie chmur nie jest jednak łatwe, ponieważ przejście między różnymi rodzajami może być stopniowe. Jeśli obserwujemy na niebie tylko jeden rodzaj, to na ogół są to chmury warstwowe: *Stratus*, *Altostratus* lub *Nimbostratus*, co świadczy o stałym stanie równowagi lub względnie jednorodnej masie powietrza. Zdarzają się jednak sytuacje o dużej dynamice atmosfery, których wizualnym wskaźnikiem jest jednoczesne występowanie kilku rodzajów chmur w różnych piętrach wysokościowych¹.

¹ Zob. układy chmur s. 223–229.



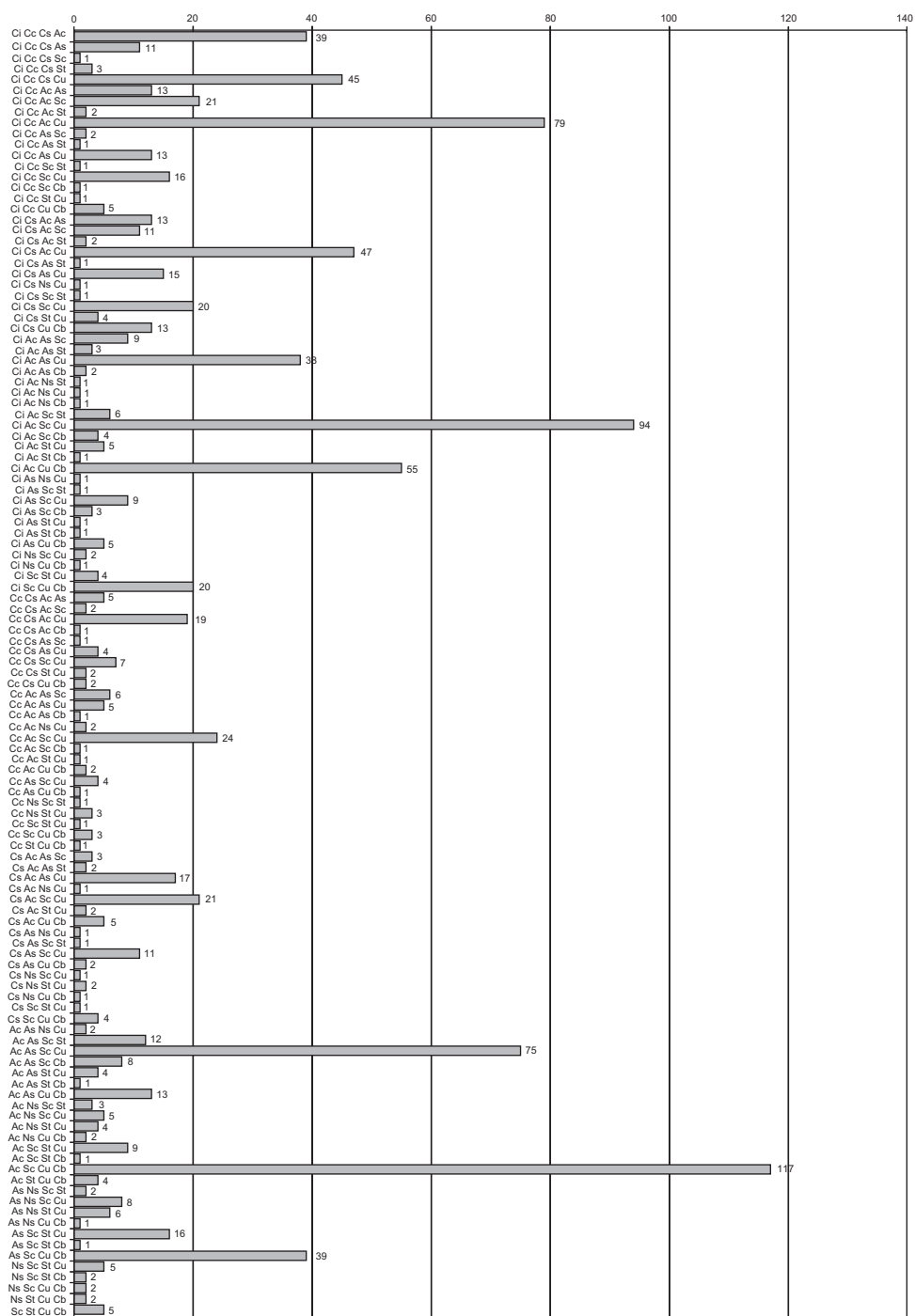
Ryc. 31. Układy chmur – 2 rodzaje, w Krakowie w terminie południowym (1906–2007)

Fig. 31. Cloud patterns – 2 genera, in Krakow at midday (1906–2007)



Ryc. 32. Układy chmur – 3 rodzaje, w Krakowie w terminie południowym (1906–2007)

Fig. 32. Cloud patterns – 3 genera, in Krakow at midday (1906–2007)



Ryc. 33. Układy chmur – 4 rodzaje, w Krakowie w terminie południowym (1906–2007)

Fig. 33. Cloud patterns – 4 genera, in Krakow at midday (1906–2007)

W Krakowie najczęściej obserwujemy układ dwóch rodzajów chmur: *Alto cumulus* i *Cumulus*, a w dalszej kolejności *Strato cumulus* i *Cumulus* oraz *Cirrus* i *Cumulus*² (ryc. 31). Z obserwacji prowadzonych w Krakowie wynika, że jeżeli występują równocześnie tylko dwa rodzaje chmur, to możliwe jest połączenie każdego rodzaju z każdym. Jednak najrzadziej zanotowano równoczesne występowanie chmur *Cirrocumulus* i *Cumulonimbus* (4 przypadki), ale być może dlatego, że są to chmury, których udział procentowy w zachmurzeniu Krakowa i Polski jest najmniejszy. Stosunkowo rzadko wystąpiły równocześnie *Cirrus* i *Nimbostratus* (8 przypadków), prawdopodobnie ze względu na to, że *Nimbostratus* na ogół całkowicie pokrywa niebo, uniemożliwiając tym samym obserwację chmur leżących wyżej. W Krakowie nie potwierdziły się wyniki otrzymane przez S.G. Warrena i in. (1985), którzy twierdzą, że chmury *Cirrus* i *Altostratus* bardzo często występują jednocześnie, w przeciwieństwie do chmur *Altostratus* i *Cumulus* (ryc. 31).

Jeżeli na niebie występują trzy rodzaje chmur (ryc. 32), są to zazwyczaj: *Alto cumulus*, *Strato cumulus* i *Cumulus* – układ chmur przy sytuacjach adwekcyjnych z zachodu, szczególnie niżowych w chłodnej połowie roku, lub *Cirrus*, *Alto cumulus* i *Cumulus* – zachmurzenie charakterystyczne dla klina wyżowego, niezależnie od pory roku (rozdział 3.3).

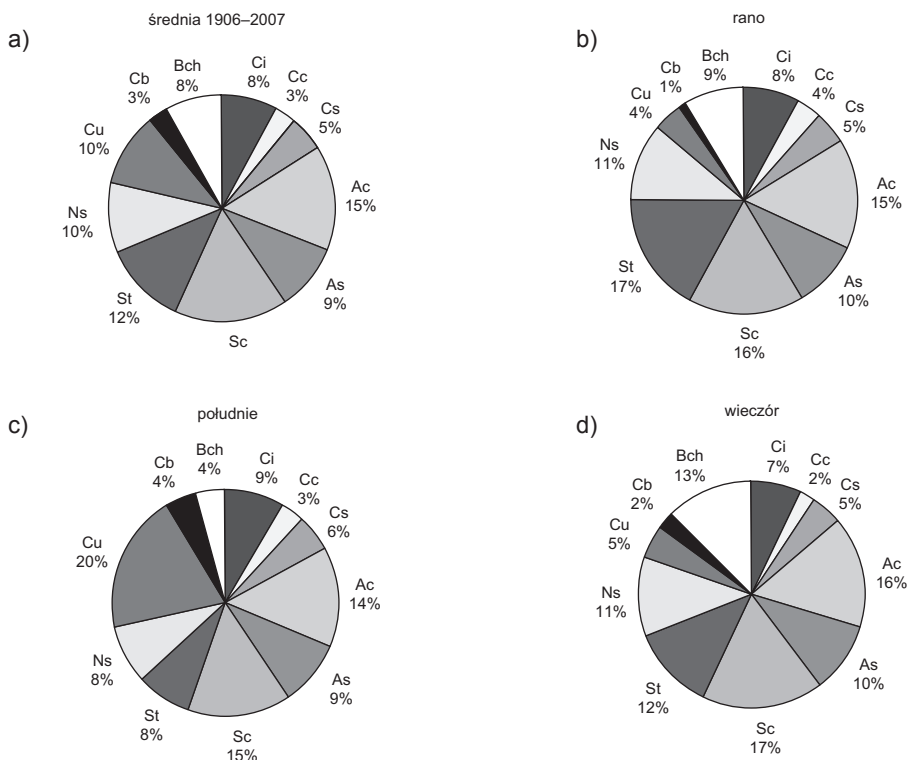
Najczęściej występującym układem czterech rodzajów chmur jest *Alto cumulus*, *Strato cumulus*, *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz *Cirrus*, *Alto cumulus*, *Strato cumulus* i *Cumulus* (ryc. 33). Zdecydowanie rzadziej notowane jest równoczesne występowanie pięciu i więcej rodzajów chmur, i na ogół są to sporadyczne przypadki. Najczęściej są to wszystkie rodzaje chmur wysokich oraz *Alto cumulus* i *Cumulus* lub inna chmura piętra niskiego.

Warto zauważyć, że tak dogłębna analiza zapisów obserwacji rodzajów chmur jest możliwa tylko na podstawie danych ze stacji klimatologicznej, na stacjach synoptycznych bowiem rodzaje chmur zapisywane są w postaci klucza synoptycznego, który zawęża możliwość notowania wszystkich rodzajów chmur występujących w danej chwili na niebie. Niekiedy zdarza się, że obserwator pomija niektóre chmury, aby zapis zachmurzenia pasował do danej liczby klucza.

Analizując występowanie wszystkich rodzajów chmur, na podstawie danych z lat 1906–2007, należy stwierdzić, że największy udział w zachmurzeniu Krakowa mają chmury (ryc. 34a) *Strato cumulus* (17%) i *Alto cumulus* (15%). Jak podaje W. Warakomski (1961), jest to dominujący typ zachmurzenia w Polsce, związany z najczęstszymi u nas masami powietrza polarnego morskiego i przeważającą liczbą frontów chłodnych, którym te chmury często towarzyszą. Najrzadziej w Krakowie, podobnie jak w całej Polsce, pojawiają się chmury *Cumulonimbus* i *Cirrocumulus* (po 3%). W ciągu dnia w strukturze zachmurzenia zachodzą istotne zmiany. Rano (ryc. 34b) najczęściej obserwowane są w Krakowie chmury *Stratus* (17%), najrzadziej *Cumulonimbus* (1%). W południe (ryc. 34c) – przede wszystkim w lecie – dominują chmury *Cumulus* (20%), najrzadziej występują *Cirrocumulus* (3%). Wieczorem (ryc. 34d) najczęściej stwierdza się *Strato cumulus* (17%), najrzadziej, podobnie jak w poprzednich terminach, występują chmury *Cirrocumulus* i *Cumulonimbus* (po 2%). Niewielkie (1–2%) wahania w strukturze zachmurzenia w ciągu dnia wykazują chmury *Alto cumulus*, *Cirrus*,

² Zob. układy chmur s. 223–229.

Cirrostratus i *Altostratus*. Natomiast największą zmiennością występowania w ciągu doby odznaczają się chmury niskie *Cumulus* (różnica 14%) i *Stratus* (różnica 9%), ze względu na najsilniejsze oddziaływanie warunków lokalnych.



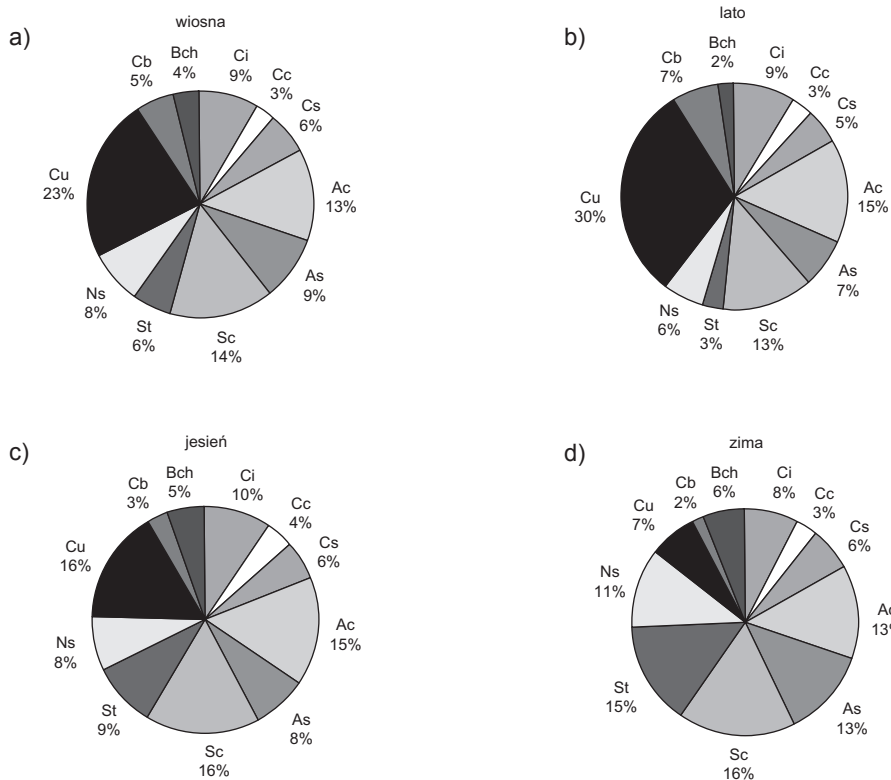
Objaśnienia: Bch – niebo bezchmurne

Ryc. 34. Udział procentowy rodzajów chmur w Krakowie (1906–2007): a) średni, b) rano, c) południe, d) wieczór

Fig. 34. Percentage share of particular cloud genera in Krakow (1906–2007): a) mean, b) morning, c) midday, d) evening

W terminie południowym, który jest szczególnie ważny dla dalszej analizy wpływu zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne, udział procentowy poszczególnych rodzajów chmur zmienia się w zależności od pory roku (ryc. 35). Na wiosnę (III, IV, V) największy udział w zachmurzeniu Krakowa mają chmury *Cumulus* (23%). Znacznie rzadziej widoczne są na niebie chmury *Stratocumulus* (14%) i *Altostratus* (13%), wykazujące zazwyczaj dużą frekwencję. Warto zauważyć, że stosunkowo rzadko występująca chmura *Cumulonimbus* o tej porze roku stanowi 5% udziału zachmurzenia ogólnego, czyli tylko o 1% mniej niż *Stratus*. Wzmoczona konwekcja w cieplej połowie roku powoduje, że w lecie (VI, VII, VIII) jest jeszcze więcej chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* (odpowiednio 30% i 7%), a warstwowych *Stratus* i *Altostratus* znacznie mniej niż w chłodnym półroczu. Występowanie chmury *Stratus* w lecie (3%) zdarza się bardzo rzadko w porównaniu z jej frekwencją w zimie (15%).

Zachmurzenie konwekcyjne powoduje, że niebo bezchmurne widoczne jest najrzadziej (2%), co jednak nie oznacza małej insolacji. Przez przerwy między chmurami o budowie pionowej promienie słoneczne bez przeszkód docierają do powierzchni Ziemi, a także odsłaniają się chmury w wyższych piętrach, zwłaszcza *Altoaccumulus* (15%) i *Cirrus* (9%). Jesienią (IX, X, XI) udział chmur *Cumulus*, *Stratocumulus* i *Altoaccumulus* jest prawie jednakowy (około 16%) i największy w porównaniu z innymi chmurami. Wszystkie rodzaje chmur wysokich mają o tej porze roku (szczególnie w październiku w południe) swoje maksymalne częstości występowania. Zimą najczęściej widoczne są *Stratocumulus* (16%), a także chmury warstwowe *Stratus* (15%) i *Altostratus* (13%). Również *Altoaccumulus* i *Nimbostratus* mają duży udział w zachmurzeniu, a ta ostatnia chmura osiąga swe roczne maksimum częstości występowania. Warto zauważyć, że w południe w zimie (szczególnie w styczniu) najczęściej w roku obserwujemy niebo bezchmurne, ponieważ jest wówczas zbyt słaba insolacja, by rozwinęła się konwekcja, brakuje też sprzyjających warunków do tworzenia się chmur *Stratus* i *Stratocumulus*, których powstawanie jest związane m.in. z ochładzaniem się powietrza od podłoża i powolnym rozwojem tego procesu w warstwach wyższych, w związku z tym maksimum występowania tych chmur przypada na noc i godziny ranne.



Ryc. 35. Udział procentowy rodzajów chmur w Krakowie w terminie południowym (1906–2007): a) wiosna, b) lato, c) jesień, d) zima

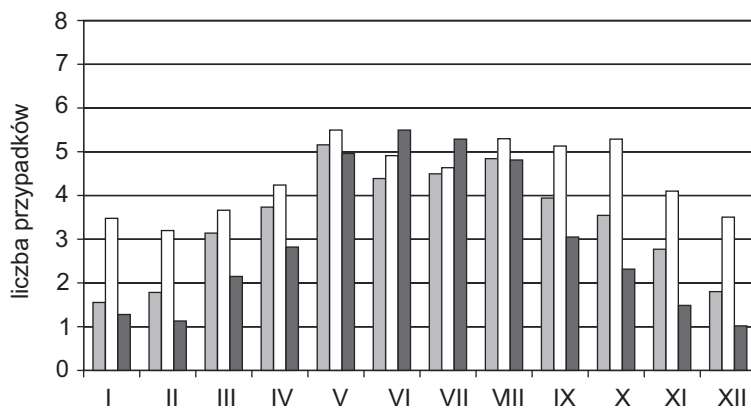
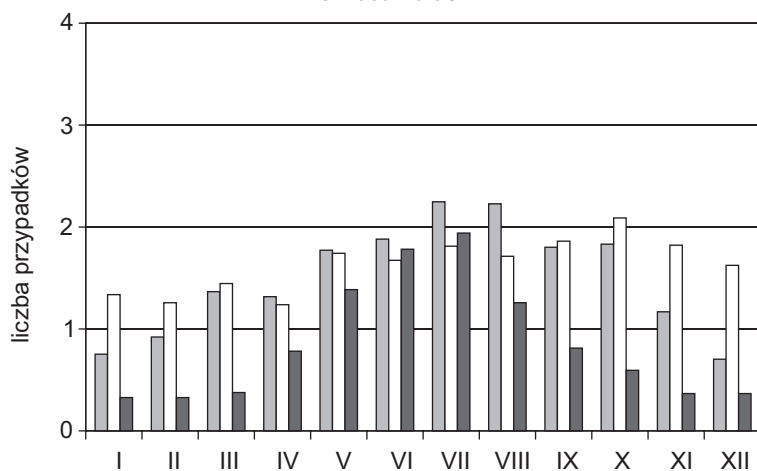
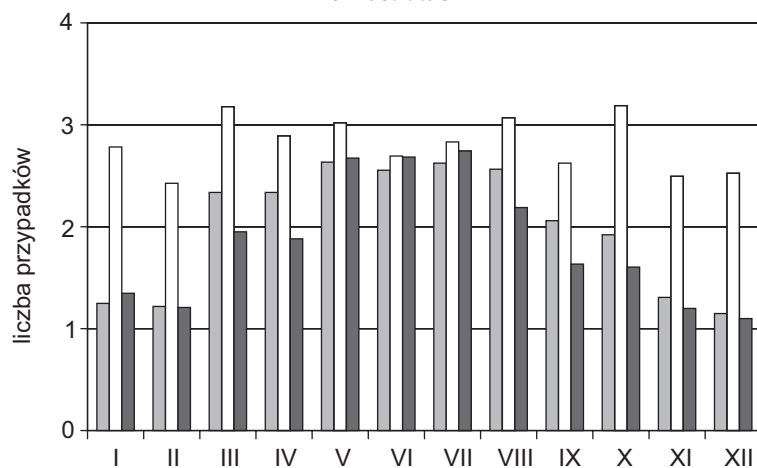
Fig. 35. Percentage share of particular cloud genera in Krakow (1906–2007): a) spring, b) summer, c) autumn, d) winter

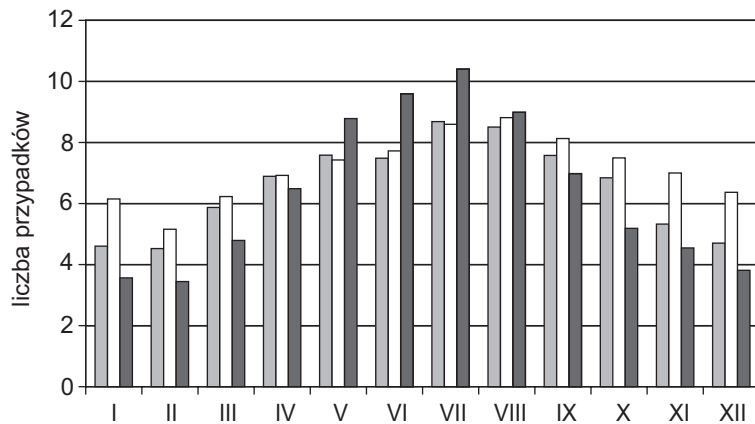
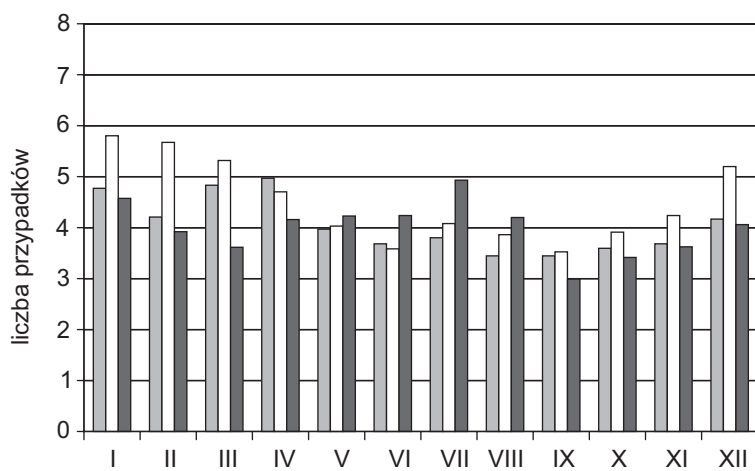
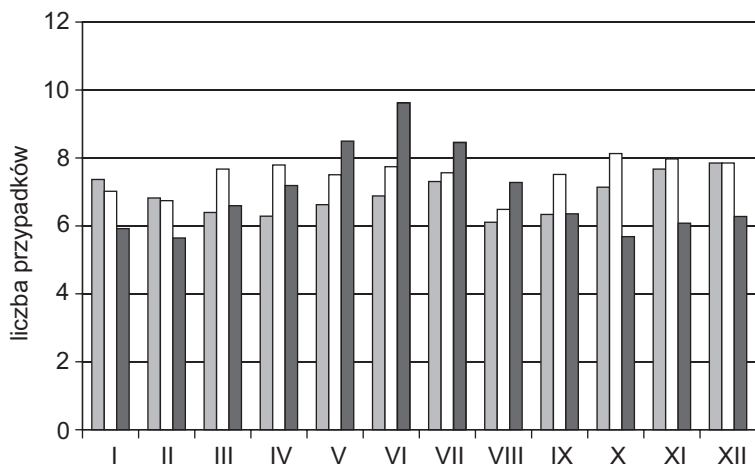
Porównanie ilościowe struktury zachmurzenia w Krakowie z wynikami otrzymanymi przez różnych autorów dla innych stacji w Polsce jest trudne ze względu na nieco odmienne podejście metodyczne i różne okresy obserwacyjne. We wcześniejszych opracowaniach (Michalczewski 1951, 1955, 1959; Michna 1957, 1959a, 1959b; Trybowski 1955; Zinkiewicz, Warakomski 1959; Warakomski 1961, 1969) oraz w pracach D. Matuszko (m.in. 2003) i J. Wibig (2004) wykorzystywano wyniki obserwacji ze stacji klimatologicznych (3 terminy obserwacyjne, każdy rodzaj chmur notowany jest osobno), natomiast w nowszych pracach (Wójcik, Uscka 1997; Szyga-Pluta 2002; Podstawczyńska 2007; Żmudzka 2007) analizowany jest skład rodzajowy zachmurzenia na podstawie obserwacji ze stacji synoptycznych (chmury kodowane są jako liczby Klucza SYNOP, a nie poszczególne rodzaje chmur). W kluczu synoptycznym poszczególne liczby odpowiadają układowi chmur obejmującemu kilka rodzajów chmur albo kilka liczb klucza odpowiada jednemu rodzajowi chmur, ale różnym ich odmianom. Dodatkowo nieuwzględnianie różnic metodycznych w zapisie zachmurzenia na stacjach klimatologicznych i synoptycznych może być przyczyną błędów polegających na tym, że liczbę klucza traktowano jako wielkość zachmurzenia (np. w pracy A. Podstawczyńskiej 2007). Z tego względu w niniejszym opracowaniu częściej porównywano otrzymane wyniki z publikacjami z lat sześćdziesiątych XX wieku niż współczesnymi. Ogólnie, niezależnie od przyjętej metody i okresu obserwacji, skład rodzajowy chmur i jego zmienność roczna oraz dobową są w Krakowie podobne do struktury zachmurzenia na innych stacjach w Polsce.

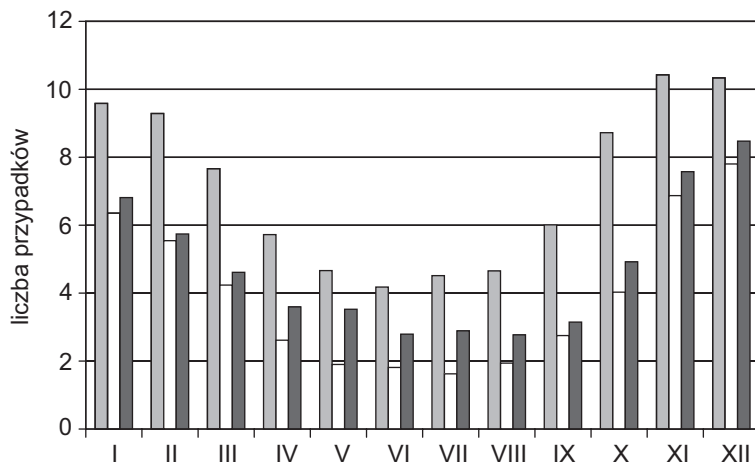
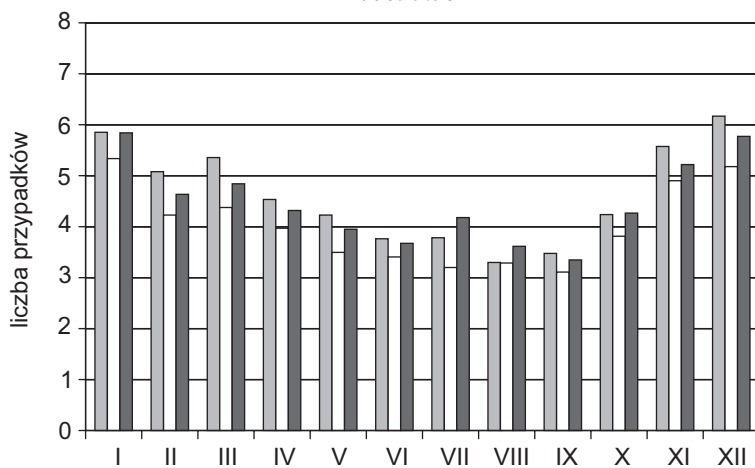
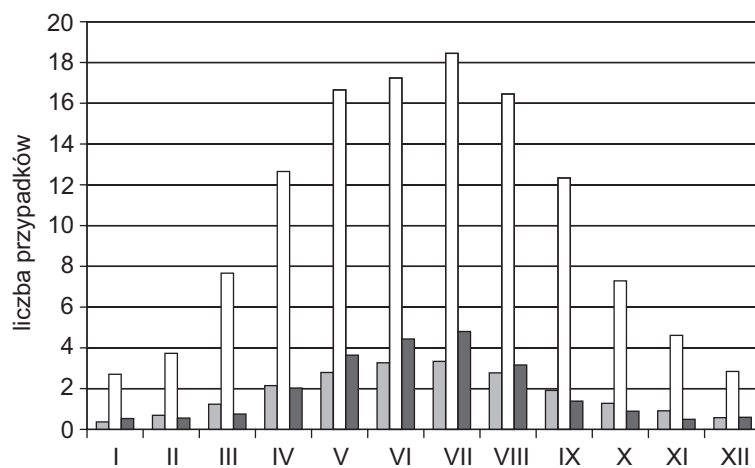
4.3. PRZEBIEG ROCZNY I DZIENNY RODZAJÓW CHMUR

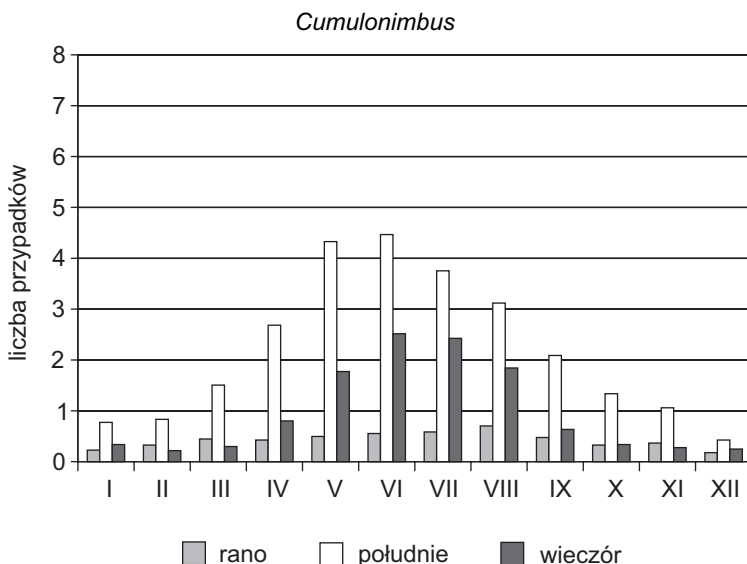
W ciągu roku chmury *Cirrus*³ są najczęściej obserwowane spośród chmur piętra wysokiego. Największa częstość pojawiania się *Cirrus* przypada na ciepłą połowę roku (ryc. 36) z maksimum w maju. Fakt ten E. Michna (1957) tłumaczy dwoma przyczynami: pierwsza – to częste kompleksy antycyklonalne pochodzenia subtropikalnego dające fale długo utrzymujących się chmur pierzastych, głównie wzdłuż linii frontu ciepłego, które w tym okresie na obszarze Polski południowej osiągają maksymalną częstość; druga – częsty napływ powietrza polarne kontynentalnego ze wschodu i południowego wschodu. Najrzadziej chmury *Cirrus* występują w miesiącach zimowych, z minimum w lutym, co może być wynikiem zasłaniania chmur wysokich przez częste zimą chmury niskie pochodzenia frontowego i podinwersyjnego. Według W. Warakomskiego (1961) Kraków należy do stacji II typu przebiegu rocznego częstości *Cirrus*, który charakteryzuje wyraźne zmniejszenie częstości tych chmur w lipcu, bezpośrednio przed osiągnięciem lub poprzez nie maksimum występowania. Przebieg dzienny chmur *Cirrus* wykazuje sezonowość; w czerwcu i lipcu najczęściej pojawiają się wieczorem, w pozostałych miesiącach – w południe, czego przyczyną w dużej mierze jest cykl dzienny chmur niskich. W ciepłej połowie roku w południe przeważają chmury konwekcyjne i tym samym zasłaniają chmury wyższych pięter, wieczorem chmury o budowie pionowej zanikają i odsłaniają chmury wysokie. W zimie konwekcja jest ograniczona, więc jeśli nie ma inwersji, a w południe na ogół już ona nie występuje, to w tym terminie najczęściej można obserwować chmury piętra wysokiego.

³ Fotografie rodzajów chmur – ryc. 3–12.

Cirrus*Cirrocumulus**Cirrostratus*

Altocumulus*Altostratus**Stratocumulus*

Stratus*Nimbostratus**Cumulus*



Ryc. 36. Przebieg roczny średniej liczby przypadków występowania poszczególnych rodzajów chmur w terminach klimatycznych w Krakowie (1906–2007)

Fig. 36. Annual course of the mean number of cases of occurrence of particular cloud genera at climatologic observation times in Krakow (1906–2007)

Chmury *Cirrocumulus* (ryc. 36) należą do chmur najrzadziej występujących w ciągu roku, zdarzają się miesiące zimowe, w których w ogóle ich nie zaobserwowano. Większa częstość *Cirrocumulus* przypada na miesiące letnie z maksimum w lipcu, a minimum roczne występowania tej chmury przypada na luty. *Cirrocumulus* nie wykazują wyraźnego przebiegu dobowego, jednak najrzadziej są obserwowane wieczorem, najczęściej w cieplej części roku (od kwietnia do sierpnia) – rano, a w pozostałych miesiącach – w południe.

Występowanie chmur *Cirrostratus* (ryc. 36) ma prawie wyrównany przebieg roczny, co świadczy o małych wahaniami częstości tych chmur w ciągu roku. Nieco częściej niż w zimie pojawiają się w letnim półroczu, najczęściej w ciągu całego roku występują w południe, najrzadziej wieczorem.

Chmury *Altostratus* (ryc. 36) w ciągu roku maksimum występowania osiągają w lipcu, minimum – w lutym. Taki przebieg roczny zauważano na prawie wszystkich stacjach w Polsce (Warakomski 1961). W ciągu dnia w letniej połowie roku chmury *Altostratus* najczęściej pojawiają się wieczorem, a w zimie – w południe. Letnie wieczorne maksimum wywołane jest rozpadaniem się chmur kłębiastych i przeobrażaniem się ich w chmury *Altostratus* na skutek zaniku prądów wstępujących.

Chmury *Altostratus* (ryc. 36) charakteryzuje dość wyrównany przebieg roczny, z niewielkim minimum we wrześniu i maksimum w styczniu. Jak podaje W. Warakomski (1961), podobny rozkład *Altostratus* w ciągu roku cechuje zdecydowaną większość stacji w Polsce. Chmury te nie wykazują wyraźnego przebiegu dziennego, w le-

cie nieco częściej występują wieczorem, a w zimie – w południe, jedynie w kwietniu najczęściej pojawiają się rano.

Chmury *Stratocumulus* (ryc. 36) w ciągu roku najczęściej występują w czerwcu, najrzadziej w lutym, lecz zróżnicowanie częstości ich pojawiania się w ciągu roku jest niewielkie. Również na innych stacjach w Polsce przebieg roczny *Stratocumulus* nie zaznacza się w sposób wyraźny. Chmury te odznaczają się sezonowością w przebiegu dziennym. W ciepłej połowie roku, podobnie jak *Alto cumulus* i przypuszczalnie z podobnej przyczyny, najczęściej pojawiają się wieczorem, w chłodnej – w południe, z wyjątkiem stycznia i lutego, kiedy to nieco częściej występują rano. Według W. Parczewskiego (1957) chmury *Stratocumulus opacus* i *Stratus* wykazują w ciągu dnia tendencję do częściowego, a niekiedy całkowitego zaniku.

Maksimum częstości występowania chmur *Stratus* przypada na półrocze chłodne (grudzień); minimum na lato. Zatem przebieg roczny *Stratus* (ryc. 36) jest odwrotny niż *Cirrus*, *Alto cumulus*, *Cumulus* i *Cumulonimbus*. Podobnie jak przy chmurach *Cirrus*, Warakomski (1961) wyróżnia dwa typy przebiegu rocznego *Stratus*. Kraków, jak większość stacji w Polsce, należy do typu I, którego wykres zbliżony jest kształtem do regularnej niecki. Chmury *Stratus* cechuje wyraźny przebieg dzienny; dwa razy częściej pojawiają się rano niż w południe. W lecie różnica częstości występowania chmur *Stratus* między terminem rannym a wieczornym jest ponaddwukrotnie mniejsza niż w chłodnej połowie roku. Istotnym czynnikiem tworzenia się niskich chmur warstwowych, szczególnie rano, jest lokalna inwersja, której występowanie jest związane z pogodą wyżową w chłodnej porze roku. Występowaniu inwersji w Krakowie dodatkowo sprzyja położenie w słabo wentylowanej dolinie Wisły.

Chmury *Nimbostratus* (ryc. 36) charakteryzuje dość wyrównany przebieg w ciągu roku, z nieznacznym maksimum w grudniu i minimum we wrześniu. W ciągu dnia *Nimbostratus* nieco rzadziej występują w południe niż w pozostałych terminach obserwacyjnych, najczęściej rano.

Chmury *Cumulus* (ryc. 36) w ciągu dnia, zwłaszcza w ciepłej połowie roku, są widoczne najczęściej (20%), choć średnio w ogólnej strukturze zachmurzenia zajmują 4. miejsce (razem z *Nimbostratus*em). Ich przebieg roczny i dzienny spowodowany jest głównie zmianami insolacji, która warunkuje konwekcję. Im wcześniejszy jest wschód Słońca, tym wcześniej pojawiają się na niebie, a ich rozwój jest intensywniejszy. Chmury *Cumulus* są wskaźnikami prądów pionowych w atmosferze. Powstają na skutek konwekcji, w zasadzie niezależnie od typu cyrkulacji, w związku z tym mają wyraźny przebieg dzienny, ze zdecydowaną dominacją w południe. W godzinach wieczornych *Cumulus* występują bardzo rzadko na skutek zanikania prądów wstępujących. W ciągu roku maksimum częstości występowania chmur *Cumulus* przypada na lipiec, minimum na styczeń. Zanikanie chmur kłębiastych w chłodnej połowie roku jest związane z przewagą równowagi stałej, względnie obojętnej nad chwiejną. Warakomski (1961) na podstawie danych z lat 1950–1959 zalicza Kraków do stacji o rocznym przebiegu częstości chmur według typu II ze spadkiem częstości w czerwcu, jednak w świetle danych z ponadstuletniej serii Kraków należy do stacji stanowiących w Polsce większość o I typie przebiegu rocznego.

Chmury *Cumulonimbus* (ryc. 36) mają podobny przebieg roczny i dzienny do chmur *Cumulus*, lecz dużo mniejszą częstość występowania i nie wykazują tak ścisłego, jak

Cumulus, związku z dopływem energii słonecznej do podłoża. Najczęściej pojawiają się w czerwcu, najrzadziej w grudniu. *Cumulonimbus* bardzo rzadko występują rano, najczęściej zaś w południe, a w lecie także wieczorem. Chmury *Cumulonimbus* powstają nie tylko na drodze przekształcania się silnie rozbudowanych chmur *Cumulus*, lecz także wskutek przeobrażenia się i rozbudowania jakiejś części chmury *Altostratus* lub *Nimbostratus*.

Według W. Parczewskiego (1957) można wyróżnić trzy rodzaje dziennych przebiegów wielkości zachmurzenia konwekcyjnego. W pierwszym z nich występuje w godzinach okołopołudniowych jedno maksimum wielkości zachmurzenia; w drugim – wskutek podnoszenia się w ciągu dnia poziomu kondensacji ponad warstwę inwersyjną, po porannym rozwoju niezbyt piętrzących się chmur *Cumulus*, w godzinach okołopołudniowych następuje zanik chmur kłębiastych, niekiedy przy ponownym ich pojawieniu się w godzinach przedwieczornych. Trzeci rodzaj dziennego przebiegu chmur konwekcyjnych występuje w sytuacji, gdy w cienkiej przyziemnej warstwie powietrza jest nagromadzenie dużej ilości pary wodnej, a ponad nią panuje względnie suche powietrze. W takim przypadku już we wczesnych godzinach porannych następuje szybko wzrost zachmurzenia przez *Cumulus* i *Cumulonimbus* aż do 70–80% pokrycia nieba. Następnie po wyczerpaniu się przyziemnego zapasu pary wodnej obserwujemy zmniejszenie wielkości zachmurzenia, które wprawdzie ku godzinom południowym wzrasta ponownie, lecz już najczęściej nie do wielkości osiągniętej we wczesnych godzinach porannych.

W wyniku przeprowadzonej analizy wielkości zachmurzenia i składu rodzajowego chmur w Krakowie można stwierdzić, że zachmurzenie jest elementem klimatu bardzo czułym na wpływy warunków lokalnych, które w znacznym stopniu modyfikują rolę czynników cyrkulacyjnych. Stwierdzone w Krakowie układy warunków termiczno-wilgotnościowych, których kompleksowym, wizualnym wskaźnikiem są chmury, nie odbiegają od stosunków nefologicznych występujących w Polsce i krajach sąsiednich. Otrzymane wyniki pozwalają na znalezienie pewnych ogólnych prawidłowości dotyczących zachmurzenia na terenie zurbanizowanym. Fakt ten uzasadnia celowość wykorzystania długiej serii punktowej do oceny wpływu zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne, nie tylko w Krakowie, lecz także w innych miastach leżących na zbliżonej szerokości geograficznej i wysokości nad poziomem morza.

5. CECHY RADIACYJNE KLIMATU KRAKOWA

Jak wcześniej powiedziano, wielkość energii słonecznej dopływającej do powierzchni Ziemi zależy od wielu czynników (rozdział 3). Czynniki astronomiczne powodują jej cykliczną zmienność w ciągu roku oraz w ciągu dnia. Nakładają się na nie warunki pogodowe, kształtujące się pod wpływem ogólnej cyrkulacji atmosfery i modyfikowane przez elementy środowiska geograficznego. Liczni autorzy (m.in. Kłysik 1969; Wójcik, Marciniak 1993; Paszyński, Niedźwiedź 1991; Dubicka, Limanówka 1994; Dubicka 1994; Podstawczyńska 2004b; Degirmendźić 2004) podkreślają dużą rolę cyrkulacji atmosferycznej w dopływie promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Wpływ cyrkulacji na wielkość promieniowania przejawia się jednak pośrednio, przez oddziaływanie na występowanie zachmurzenia. Układ baryczny, kierunek adwekcji i masa powietrza kształtują stosunki nefologiczne nad danym obszarem, a stopień pokrycia nieba chmurami i ich rodzaje modyfikują strumień promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi. Dyskusyjne jest podejście J. Degirmendźića (2004), który rozpatrując zmiany usłonecznienia w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne, pomija rolę zachmurzenia. Zdaniem wielu autorów (m.in. Michalczewski 1955; Trybowski 1955; Parczewski 1957; Morawska 1963), usłonecznienie i zachmurzenie są tak ściśle z sobą związane, że należy omawiać je razem zwłaszcza w aspekcie zmienności czasu dopływu promieniowania słonecznego.

Jak przedstawiono w rozdziale 3.3, antycyklonalne typy cyrkulacji determinują małe zachmurzenie i najkorzystniejsze warunki usłonecznienia, natomiast cyklonalnym typom cyrkulacji towarzyszy duże lub całkowite zachmurzenie i małe usłonecznienie.

H. Niedziałek (1981) na podstawie pomiarów w Puławach wykazała, że wyraźna zależność rozkładu częstości określonych dziennych sum promieniowania całkowitego od rodzaju mas powietrznych zaznacza się w miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) oraz w marcu, listopadzie i grudniu. W pięciu innych miesiącach zależność ta jest znacznie słabsza, a w styczniu nie występuje. Pogoda słoneczna, o małym zachmurzeniu i dużym dopływie promieniowania słonecznego w ciągu całego roku, jest związana z masą powietrza polarnego kontynentalnego (Niedziałek 1981). Najwyższe sumy dzienne promieniowania słonecznego notowane są w Puławach w marcu przy obecności powietrza arktycznego.

5.1. CHARAKTERYSTYKA USŁONECZNIEŃ W PRZEBIEGU ROCZNYM I DZIENNYM

Średnia roczna suma usłonecznienia w Krakowie na podstawie danych z lat 1884–2007 wynosi 1550,2 godziny i waha się od wartości maksymalnej 1919,5 godziny w 1943 roku, do minimalnej 1067,2 godziny w 1980 roku (tab. 15). Na minimalną sumę roczną usłonecznienia w wymienionym roku miało wpływ największe w wieloletniu zachmurzenie w lipcu (81,5%), które spowodowało w tym miesiącu ekstremalnie małą liczbę godzin ze słońcem (103,3 godziny). Także w innych miastach polskich, np. w Białymstoku, Łodzi, Poznaniu, Puławach i Suwałkach (Koźmiński, Michalska 2005) oraz w Lublinie (Gluza, Filipiuk 1995), w 1980 roku zanotowano najniższą sumę roczną usłonecznienia w wieloletniu. Podobne tendencje zachmurzenia i usłonecznienia na większym obszarze wskazują na przyczynę o charakterze globalnym, ale w tym przypadku oprócz roli cyrkulacji nie można wykluczyć wpływu wybuchu wulkanu Świętej Heleny w maju 1980 roku. Unoszące się w powietrzu aerozole wulkaniczne mogły zarówno bezpośrednio, jak i pośrednio, przez wzrost zachmurzenia, przyczynić się do ograniczenia dopływu promieniowania słonecznego. Lipiec 2006 roku wyróżnia się w wieloletniu najmniejszym zachmurzeniem miesięcznym i maksymalną sumą usłonecznienia. Jednak nie każdy ekstremalny miesiąc badanego okresu wykazuje taką prawidłowość (najmniejsze zachmurzenie miesięczne – największa suma usłonecznienia – i odwrotnie, największe zachmurzenie – najmniejsze usłonecznienie) (tab. 13, tab. 15). W pierwszym przypadku zgodność taka występuje w sześciu miesiącach (I, II, III, VI, VII, X), w drugim – w siedmiu (I, II, IV, V, VII, VIII, XI). O ile łatwo wytłumaczyć rozbieżność wartości zachmurzenia i usłonecznienia w grudniu – na małe usłonecznienie, oprócz dużego zachmurzenia, wpływ mają zanieczyszczenia, szczególnie duże w okresie grzewczym, o tyle w pozostałych miesiącach jest to znacznie trudniejsze do wyjaśnienia. Pewne znaczenie może mieć fakt, że dane dotyczące średniego dobowego zachmurzenia zawierają obserwacje poranne i wieczorne, które w części roku wykonywane są w czasie, gdy Słońce znajduje się poniżej 4° nad horyzontem. Jak wcześniej wskazano (rozdział 2.3), w takich warunkach usłonecznienie nie jest rejestrowane przez heliograf. Można też przypuszczać, że krótszy czas dopływu promieniowania słonecznego jest spowodowany mniejszą przezroczystością powietrza, związaną z przyczynami cyrkulacyjnymi lub z pyłami pochodzącymi z wybuchów wulkanów. Średnio w ciągu roku maksimum usłonecznienia nie przypada na ten sam miesiąc, w którym występuje minimum zachmurzenia (sierpień). Wynika to z dłuższego średniego dnia w lipcu niż w sierpniu. Z tego powodu lipiec, mimo większego niż sierpień zachmurzenia, ale składającego się głównie z chmur konwekcyjnych, jest bardziej usłonecznionym miesiącem niż sierpień. Wpływ chmur konwekcyjnych jest korzystniejszy dla usłonecznienia niż chmur warstwowych, ze względu na ich krótszy czas trwania oraz możliwość dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi przez przerwy między chmurami o budowie pionowej.

Nie ma w Polsce drugiej tak długiej jednorodnej serii heliograficznej, dlatego aby porównać usłonecznienie w Krakowie z innymi stacjami, należy uwzględnić krótszy

okres. Według M. Kuczmarskiego (1990), średnia roczna suma usłonecznienia w Polsce wynosi 1526 godzin, lecz wartość ta została wyliczona na podstawie danych z lat 1951–1975. Na lata te przypada okres dużego zachmurzenia w Krakowie (Matuszko 2007) i spadek usłonecznienia (Morawska-Horawska 1984, 1985, 2002; Kuczmarski 1982a, 1990). Podobne tendencje wieloletnich zmian usłonecznienia – zmniejszenie liczby godzin ze słońcem w latach pięćdziesiątych do osiemdziesiątych, a następnie wzrost w ostatnim dwudziestoleciu XX wieku – są rejestrowane na innych stacjach w Polsce (Koźmiński, Michalska 2005) i Europie Środkowej (Matuszko 2007). Występowanie podobnych tendencji zmian usłonecznienia na tak dużym obszarze świadczy o makroskalowych uwarunkowaniach dopływu promieniowania słonecznego w Krakowie, modyfikowanych jedynie czynnikami lokalnymi. Obok zmian cyrkulacyjnych duży wpływ na usłonecznienie może mieć też stan zanieczyszczenia atmosfery w Europie. W połowie lat pięćdziesiątych, nie tylko w Krakowie, lecz także w innych miastach europejskich, zaobserwowano wzrost zanieczyszczeń spowodowany intensywnym rozwojem przemysłu. Emitowane do atmosfery duże ilości aerozoli i sadzy zwiększały pochłanianie oraz odbijanie promieniowania słonecznego i zarazem powodowały powstawanie chmur, przyczyniając się do tzw. globalnego zaciemnienia (*global dimming*). Koniec lat siedemdziesiątych XX wieku to okres wzmózonych przedsięwzięć międzynarodowych, mających na celu zmniejszenie emisji związków siarki i azotu do atmosfery. Podjęte działania przyniosły pozytywne skutki, o czym świadczą publikowane przez różnych autorów (Ohvri i in. 2006) przebiegi wieloletniej zmienności przezroczystości atmosfery. Od początku lat dziewięćdziesiątych XX wieku, po upadku przemysłu ciężkiego w krajach Europy Środkowo-Wschodniej, zanieczyszczenie atmosfery nadal się zmniejszało. Także w Krakowie w tym okresie nastąpiło obniżenie produkcji przemysłowej i wzrosła efektywność działań w zakresie ochrony powietrza. Zamknięto większość lokalnych kotłowni i zainstalowano filtry na wielu emitorach przemysłowych. Działania te spowodowały w latach 1986–1990 zmniejszenie o 46% emisji pyłów na terenie województwa krakowskiego (Morawska-Horawska, Olecki 1996) i prawdopodobnie przyczyniły się do zwiększenia przezroczystości powietrza i usłonecznienia w Krakowie.

Rozkład usłonecznienia w przebiegu dobowym i rocznym zależy od długości dnia, wysokości Słońca nad horyzontem, wielkości i rodzaju zachmurzenia oraz przezroczystości atmosfery. Wpływ tych czynników ilustruje przebieg wartości godzinnych usłonecznienia w poszczególnych dniach w ciągu roku na podstawie danych z lat 1884–2007 (ryc. 37). Kształt krzywej przebiegu usłonecznienia, mimo dużej zmienności z dnia na dzień, nawiązuje do rocznego przebiegu kulminacji Słońca nad horyzontem i długości dnia w Krakowie (ryc. 17). Fakt ten świadczy o decydującej roli czynników astronomicznych w kształtowaniu wielkości usłonecznienia. Z tego oczywistego względu najwięcej godzin ze słońcem jest w ciągu najdłuższych dni w roku, czyli od maja do końca lipca. Jako przyczynę meteorologiczną można uznać niewielki spadek usłonecznienia, notowany w połowie czerwca (ryc. 37), i to nie tylko w Krakowie, lecz też we Wrocławiu, Szczecinie, Suwałkach, Łodzi i Przemyśle (Degirmendźić 2004). Powodem zmniejszenia usłonecznienia w tym okresie jest wzrost zachmurzenia (ryc. 30), związany z przebudową układu cyrkulacji w Europie i nasileniem adwekcji powietrza z zachodu i północnego zachodu (Kaszewski 1983). Wraz ze zmniejs-

szaniem się długości dnia usłonecznienie spada do najniższych wartości w grudniu, choć już w listopadzie Słońce świeci średnio niewiele więcej niż godzinę na dzień. Od stycznia usłonecznienie stopniowo wzrasta z niewielkimi wahaniami w połowie kwietnia i maja. W Krakowie, podobnie jak w całej Polsce (Koźmiński, Michalska 2005), w rozkładzie rocznym występuje charakterystyczne spłaszczenie przebiegu krzywej średniego dziennego usłonecznienia w okresie letnim, począwszy od trzeciej dekady maja do drugiej dekady sierpnia, z wyraźnym zmniejszeniem usłonecznienia w drugiej dekadzie czerwca i drugiej lipca (ryc. 37). Najlepsze warunki usłonecznienia panują przeciętnie w Krakowie w pierwszej dekadzie czerwca, pierwszej dekadzie lipca i na przełomie lipca i sierpnia, a najgorsze od drugiej dekady grudnia do pierwszej stycznia. Według wartości średnich miesięcznych największe usłonecznienie występuje w lipcu (220,4 godziny), najmniejsze (37,0) w grudniu, jednak w poszczególnych latach sumy miesięczne usłonecznienia cechują się bardzo dużą zmiennością (tab. 15). Największa różnica pod względem liczby godzin ze słońcem występuje w lipcu, największe bowiem usłonecznienie w tym miesiącu wyniosło 361,8 godzin, a najmniejsze 103,3 godziny (tab. 15). O dużej zmienności usłonecznienia w poszczególnych latach decyduje cyrkulacja atmosfery. Przejściowy charakter klimatu Polski, kształtujący się pod wpływem przemieszczających się niżów oraz wyżów i związanych z nimi systemów frontalnych, które występują w różnych latach z inną częstością i aktywnością, powoduje, że różnica w miesięcznej liczbie godzin ze słońcem w poszczególnych latach jest bardzo duża. W miesiącach od kwietnia do lipca przekracza 200 godzin, czyli więcej niż wynosi suma miesięczna usłonecznienia większości miesięcy w roku – styczniu, lutym, marcu, kwietniu oraz we wrześniu, październiku, listopadzie i grudniu (tab. 15). W maju, mimo większego zachmurzenia (ryc. 30), ale z powodu dłuższego dnia, Słońce świeci o ponad godzinę dłużej niż w sierpniu, a wiosna charakteryzuje się większym (o ponad 160 godzin) usłonecznieniem niż jesień.

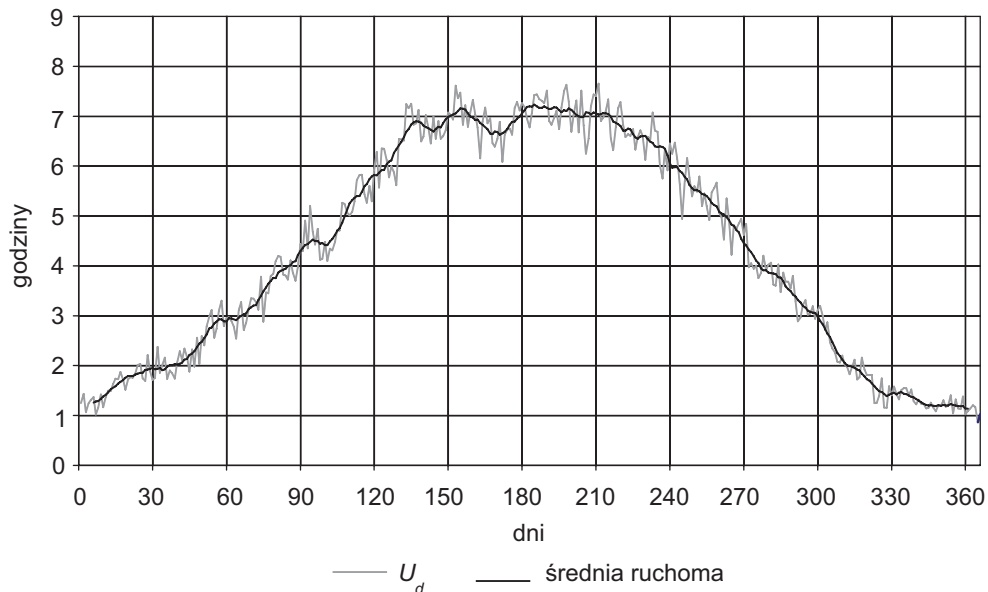
Warto zauważyć, że wbrew temu, co obserwujemy w przypadku innych elementów klimatu, np. temperatury czy opadów, ekstremalne wartości usłonecznienia nie wystąpiły w ostatnich latach, lecz przypadają na XIX i pierwszą połowę XX wieku. Wśród wartości najwyższych wyróżnia się jedynie 2006 rok mający największą w wieloleciu liczbę godzin ze słońcem w lipcu i grudniu. Natomiast lipiec 1980 roku charakteryzował się najmniejszą sumą miesięczną usłonecznienia przypadającą na ten miesiąc, co było przyczyną najmniejszej w wieloleciu sumy rocznej.

Fakt, że maksymalne w wieloleciu wartości usłonecznienia nie wystąpiły w ostatnich latach, potwierdza, że globalne ocieplenie klimatu bardziej jest związane z mniejszym wypromieniowaniem ciepła w kosmos niż wielkością promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi. Różnica ta może wskazywać na mniejszą rolę chmur w przepuszczaniu dopływu promieniowania krótkofalowego Słońca niż promieniowania długofalowego Ziemi, może zatem sygnalizować większe znaczenie zachmurzenia w zatrzymywaniu energii cieplnej.

Tabela 15. Średnie, najwyższe i najniższe sumy miesięczne oraz roczne usłonecznienia rzeczywistego [w godzinach] w Krakowie (1884–2007)

Table 15. Mean, maximum and minimum monthly and annual totals of actual sunshine duration [in hours] in Krakow (1884–2007)

Miesiąc	Średnia	Najwyższa		Najniższa	
		Wartość	Rok	Wartość	Rok
I	48,4	95,5	1894	10,5	1923
II	65,3	144,9	1914	10,2	1952
III	107,7	207,6	1921	43,1	1964
IV	149,2	254,3	1886	46,4	1941
V	203,7	309,8	1889	92,8	1939
VI	207,2	346,9	1930	104,3	1926
VII	220,4	361,8	2006	103,3	1980
VIII	202,4	297,2	1944	107,6	1937
IX	151,7	228,1	1942	39,6	1996
X	105,5	190,4	1907	41,0	1922
XI	51,6	98,4	1935	8,0	1945
XII	37,0	70,5	2006	6,4	1969
Rok	1550,2	1919,5	1943	1067,2	1980

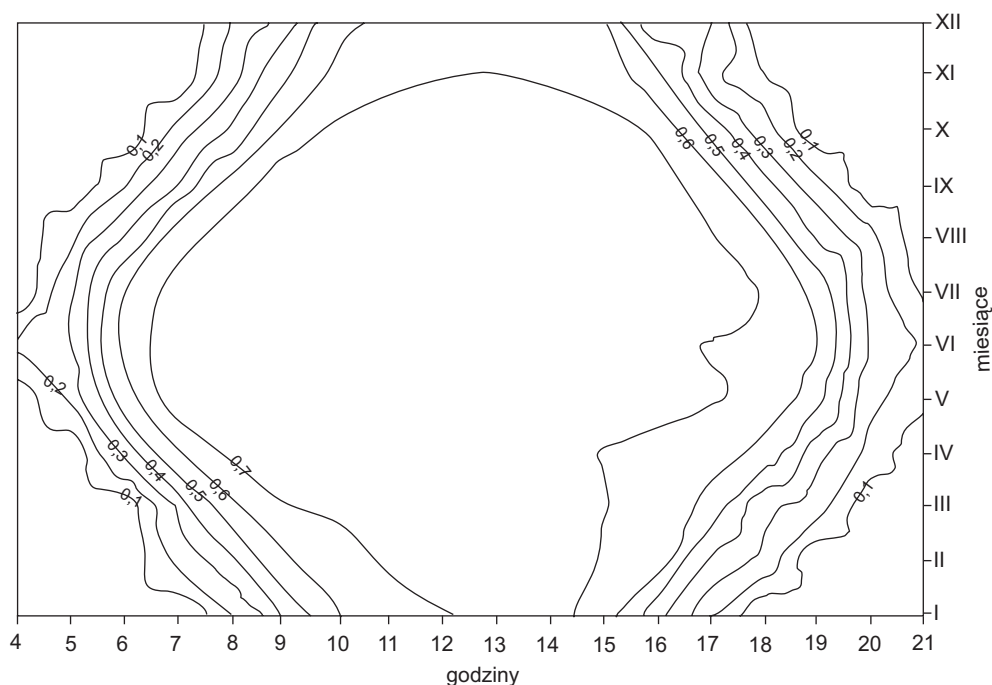


Ryc. 37. Przebieg roczny średniego dziennego usłonecznienia rzeczywistego (U_d) w Krakowie (1884–2007) oraz średnia ruchoma 5-dniowa

Fig. 37. Annual course of mean daily actual sunshine duration (U_d) in Krakow (1884–2007) and the five-day moving average

W Krakowie podczas najdłuższych dni w roku (maj–lipiec) Słońce świeci między godziną 4.00 a 21.00 (przy rozpatrywaniu przedziałów godzinnych). W listopadzie, grudniu i styczniu liczba godzin ze słońcem jest w ciągu dnia o połowę mniejsza. Maksymalne dzienne usłonecznienie rzeczywiste wynosi 15,3 godziny i wystąpiło trzykrotnie pod koniec XIX wieku (23 VI 1888, 24 VI 1888, 10 VI 1889). Nieco więcej dni w wieloletnim okresie miało usłonecznienie o wartości 15,2 godziny (17 VI 1934, 12 VI 1940, 22 VI 1942, 23 VI 1945, 24 VI 1945, 24 VI 1994, 25 VI 1994). Warto zauważyć, że w ostatnich latach nie rejestrowano w Krakowie tak wielu godzin ze Słońcem w ciągu dnia. W drugiej połowie XX wieku tylko dwukrotnie (w 1994 roku) usłonecznienie dzienne wyniosło 15,2 godziny, a od początku XXI wieku nie było ani jednego tak słonecznego dnia. Ze względów astronomicznych największe dzienne wartości usłonecznienia możliwego występują podczas najdłuższych dni w roku, między 10 a 25 czerwca. Z tego powodu lipiec 2006 roku, choć był bardzo słoneczny, bo miał 10 dni o usłonecznieniu powyżej 14 godzin, nie osiągnął jednak dziennej wartości maksymalnej.

O charakterze usłonecznienia danej miejscowości decyduje nie tylko dzienna suma usłonecznienia, lecz także jego rozkład (Trybowski 1955). W Krakowie w ciągu dnia najkorzystniejsze warunki usłonecznienia występują między godziną 12.00 a 14.00 (ryc. 38). Od kwietnia do września rozkład dzienny usłonecznienia jest wyraźnie modyfikowany przez rozwój zachmurzenia konwekcyjnego. Maksimum usłonecznienia przypada na godziny przedpołudniowe – po ustąpieniu mgły, a przed pojawieniem się konwekcji. W chłodnym półroczu poranne zamglenia zmniejszają liczbę godzin ze słońcem przed południem i są przyczyną występowania dobowego maksimum krótko po południu. Powyższą prawidłowość zmian przebiegu dziennego maksimum usłonecznienia w ciągu roku zaobserwowano na wielu stacjach w Polsce (Parczewski 1957), a w Krakowie dodatkowo taki rozkład usłonecznienia jest związany z dużą częstością występowania niskich chmur warstwowych (*Stratus* i *Stratocumulus*) oraz mgieł tworzących się wskutek wypromieniowania nocnego. Według J. Słomki (1957), w zimie musi upłynąć dość dużo czasu, zanim ciepło promieniowania słonecznego rozproszy poranne chmury i mgły. Największe zagęszczenie izoplei (ryc. 38) jest charakterystyczne dla godzin porannych i przedwieczornych – wynik występowania zamglenia oraz wpływu efektu kulisowego, związanego z zachmurzeniem o budowie pionowej (Słomka 1957; Kłysik 1974; Podstawczyńska 2007). Wyraźnie widoczny jest spadek usłonecznienia w połowie czerwca między godziną 17.00 a 18.00 (ryc. 38), spowodowany większym zachmurzeniem i dłuższym czasem występowania konwekcji. Mimo że wiosna ma o ponad 160 godzin ze słońcem więcej niż jesień, to godziny popołudniowe jesienią z powodu mniejszego zachmurzenia są bardziej słoneczne niż wiosną.



Ryc. 38. Izoplety średnich godzinnych wartości usłonecznienia rzeczywistego (U_g) w przebiegu rocznym w Krakowie (1884–2007)

Fig. 38. Isoleths of the mean hourly values of actual sunshine duration (U_g) in the annual course in Krakow (1884–2007)

Ważną w bioklimatologii charakterystyką stosunków radiacyjnych ze względu na dopływ promieniowania słonecznego, warunkującą jego działanie bakteriobójcze i witaminotwórcze, jest liczba dni z usłonecznieniem ≥ 4 godzin. W Krakowie jest średnio w roku 165 takich dni. Rekordowy pod tym względem był rok 1943, kiedy zanotowano ich 205. Zdarzają się lata, w których w styczniu i grudniu takie dni w ogóle nie występowały, a w innych miesiącach mogą stanowić maksymalnie około 90% dni. Najwięcej dni z usłonecznieniem ≥ 4 godzin występuje w lecie (62), a w przebiegu miesięcznym w lipcu (22). W drugiej połowie XX wieku obserwuje się wzrost liczby dni z usłonecznieniem ≥ 4 godzin w chłodnym półroczu, natomiast spadek w ciepłym półroczu i w całym roku, prawdopodobnie z powodu wzrostu częstości występowania chmur konwekcyjnych (Matuszko 2002b). Prawie czterokrotnie rzadziej i nigdy w zimie (XI, XII, I), ze względu na krótki dzień, zdarzają się w Krakowie dni z usłonecznieniem ≥ 10 godzin, najwięcej (10) jest ich w lipcu. Warto zauważyć, że liczba dni z usłonecznieniem ≥ 10 godzin wzrasta, szczególnie w ostatnim dwudziestoleciu. Średnio w roku występuje 47 takich dni, najwięcej (83) było ich w 1942 roku, najmniej (19) w roku 1980. Średnio w roku jest 90 dni bez słońca, najwięcej (121) było w 1941 roku, najmniej (61) w 1989 i 2000 roku. W cyklu rocznym najwięcej dni bez usłonecznienia przypada na miesiące zimowe z maksimum w grudniu (16), najmniej w lipcu i sierpniu (poniżej 3 dni). Analiza rozkładu dni bez usłonecznienia w poszczególnych porach roku wykazuje, że połowa tych dni zdarza się w zimie, podczas gdy lato obejmuje jedynie 10%, a wiosna i jesień po około 20% ich rocznej sumy.

Tabela 16. Średnie, najwyższe i najniższe sumy miesięczne i roczne usłonecznienia względnego [%] w Krakowie (1884–2007)

Table 16. Mean, maximum and minimum monthly and annual totals of relative sunshine duration [%] in Krakow (1884–2007)

Miesiąc	Średnia	Najwyższa		Najniższa	
		Wartość	Rok	Wartość	Rok
I	18,5	36,5	1894	4,0	1923
II	23,3	53,4	1914	3,6	1952
III	29,6	57,2	1921	12,1	1964
IV	36,6	62,3	1886	11,6	1941
V	43,2	65,9	1889	19,5	1939
VI	43,0	71,9	1930	21,6	1926
VII	45,3	74,3	2006	21,1	1980
VIII	45,7	67,5	1944	24,3	1937
IX	40,4	61,3	1942	10,5	1996
X	32,1	58,3	1907	12,9	1936
XI	19,3	36,3	1935	3,0	1945
XII	15,0	28,5	2006	2,6	1969
Rok	32,7	40,9	1943	22,6	1980

Dopełnieniem charakterystyki warunków heliograficznych w Krakowie jest dzienne, miesięczne i roczne usłonecznienie względne, które według E. Stenza (1926) „lepiej odtwarza charakter słoneczny miejscowości, zwłaszcza gdy chodzi o porównywanie różnych pór roku” oraz „eliminuje zarówno zmienną długość dnia, jak i zmienną czułość heliografu” (Stenz 1929).

Średnia roczna suma usłonecznienia względnego wynosi w Krakowie 32,7% i w poszczególnych latach wykazuje dużą zmienność, od 22,6% w 1980 roku, do 40,9% w 1943 roku (tab. 16). W przebiegu rocznym najwyższe wartości występują w lipcu i sierpniu (powyżej 45%), najniższe (15%) w grudniu, ze względu na największe zachmurzenie w tym miesiącu, przeważnie warstwowe. W zmianach usłonecznienia z miesiąca na miesiąc można zauważyć szybki wzrost liczby godzin ze słońcem od stycznia do maja, następnie do września duże wartości usłonecznienia (powyżej 40%) z niewielkimi wahaniami oraz bardzo szybki spadek usłonecznienia względnego w miesiącach październik–listopad (średnio o 12,8%).

Najbardziej słonecznym miesiącem w badanym wieloleciu był lipiec 2006 roku (74,3%), najmniej godzin ze słońcem (2,6%) było w grudniu 1969 roku (tab. 16). Najwyższa dzienna wartość (98,3%) wystąpiła 13 października 1943 roku. Warto zauważyć, że najwyższe wartości dzienne usłonecznienia względnego (powyżej 90%) występują nie tylko w miesiącach letnich, lecz także w listopadzie i kwietniu, co może być związane z małym zachmurzeniem podczas sytuacji fenowych w Krakowie. Degirmendzić (2004) uważa, że dużemu usłonecznieniu w listopadzie sprzyjają masy po-

wietrza napływające z północno-zachodniej Rosji, których ruch sterowany jest przez antycyklon nad Rosją lub Skandynawią.

Podobnie jak w całej Polsce, najbardziej słoneczną porą roku jest lato, następnie wiosna, która ma więcej godzin ze słońcem niż jesień. Ciepła połowa roku charakteryzuje się mniejszym zachmurzeniem, z przewagą chmur konwekcyjnych i wysokich, ułatwiających dopływ promieni słonecznych.

W porównaniu z innymi polskimi miastami w analogicznym okresie (1971–2003) usłonecznienie względne Krakowa jest od 1,5 do 3,8% niższe niż Szczecina, Suwałk, Łodzi i Wrocławia (Degirmendzić 2004).

Według podziału na regiony usłonecznienia rzeczywistego w Polsce, dokonanego przez B. Michalską i Cz. Koźmińskiego (2005), Kraków znajduje się w Regionie V – o małym usłonecznieniu, w którym średnie roczne sumy usłonecznienia wynoszą od 1460 do 1480 godzin. Zdaniem autorów region ten charakteryzuje się najniższym usłonecznieniem w Polsce, wynikającym głównie z dużego zanieczyszczenia atmosfery. Warto jednak zaznaczyć, że powyższa regionalizacja została dokonana na podstawie danych z lat 1976–2000. Początek tego okresu (do roku 1980 włącznie) cechuje się bardzo małym usłonecznieniem. Przy rozpatrywaniu całej serii heliograficznej (lata 1884–2007) średnia roczna suma usłonecznienia w Krakowie wynosi 1550,2 godziny, co pozwalałoby zaliczyć to miasto do Regionu III – o przeciętnym usłonecznieniu. Uwzględnienie sum usłonecznienia z ostatnich lat (1990–2007) dałoby podstawę włączenia Krakowa do Regionu II – o umiarkowanie dużym usłonecznieniu, w którym średnie roczne sumy ze słońcem wahają się od 1550 do 1600 godzin.

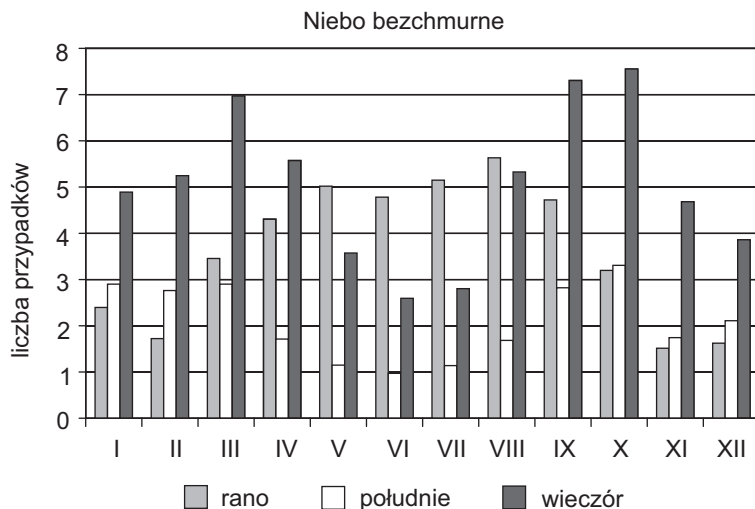
5.2. PROMIENIOWANIE SŁONECZNE W WARUNKACH POGODY BEZCHMURNEJ

W literaturze klimatologicznej stosunki radiacyjne przedstawiane są często w warunkach pogody bezchmurnej (Hess i in. 1980; Olecki 1975, 1992). Zastosowanie różnego rodzaju modeli, umożliwiających obliczanie strumieni promieniowania bezpośredniego i rozproszonego, dochodzących do powierzchni Ziemi oraz do górnej granicy atmosfery, jest ograniczone również do przypadku atmosfery bezchmurnej (Bird, Riordan 1986; Justus, Paris 1985; Gregg, Carder 1990). W wielu wzorach ujmujących zależności między promieniowaniem całkowitym a np. usłonecznieniem (tab. 1) stosowane są wartości promieniowania całkowitego wyznaczone w warunkach atmosfery bezchmurnej. W takich warunkach przebieg roczny i dzienny promieniowania całkowitego może być traktowany jako pewien wzorzec – punkt odniesienia zależny od danych astronomicznych i szerokości geograficznej, a niezależny od wielkości zachmurzenia i jego składu rodzajowego. W pracy C. Kuchinke i M. Nunez (1999) transmisja promieniowania UV-B przy zachmurzeniu o różnym składzie rodzajowym została określona

przez stosunek tego promieniowania w dniu bezchmurnym do promieniowania w dniu, w którym niebo było pokryte przez różne rodzaje chmur. J.G. Estupiñán i S. Raman (1996), do porównania wpływu zachmurzenia i mgły na promieniowanie UV-B, zastosowali także wartości promieniowania zmierzone w czasie dwóch dni bezchmurnych (19 czerwca i 19 września), w półrocznym okresie trwania eksperymentu (od 14 czerwca do 11 grudnia 1994 roku). Warunki radiacyjne 19 czerwca potraktowano jako idealną krzywą w wielomianie 3. stopnia dla lata, natomiast 19 września – dla jesieni, i na ich podstawie wyliczono współczynniki. P.J. Robinson (1977) określał rozproszenie promieniowania przez poszczególne rodzaje chmur na podstawie różnicy wartości promieniowania w dniu z daną chmurą i w najbliższym dniu bezchmurnym, zakładając, że warunki atmosferyczne, np. zawartość pary wodnej, w tych dwóch dniach są zbliżone.

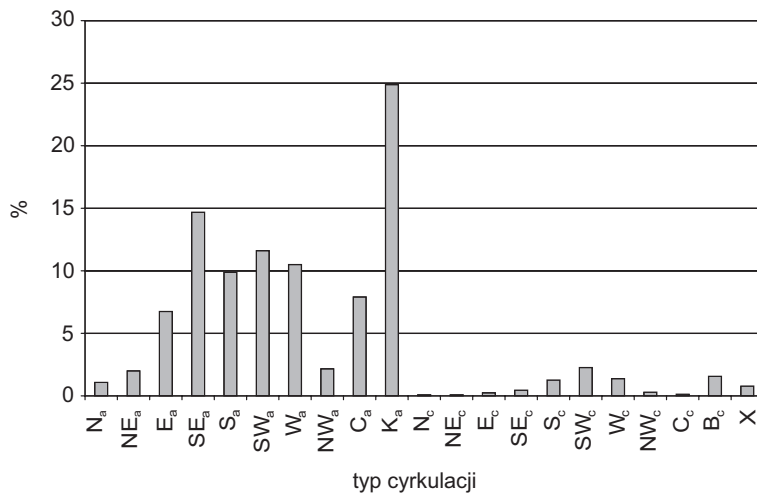
W Krakowie i innych miastach leżących w podobnej strefie klimatycznej pogoda bezchmurna panuje stosunkowo rzadko (Matuszko 1991). Na podstawie danych z trzech terminów klimatologicznych z lat 1906–2007 niebo bezchmurne występuje w Krakowie średnio z częstością 8% spośród wszystkich obserwacji zachmurzenia (ryc. 34). Najczęściej zdarza się to wieczorem (13%), najrzadziej w południe (4%). W przebiegu rocznym, od maja do sierpnia, czyli w miesiącach o największym usłonecznieniu (ponad 200 godzin – tab. 15) maksimum częstości występowania nieba bezchmurnego przypada na rano, natomiast w pozostałych miesiącach na wieczór (ryc. 39). Późną jesienią i zimą fakt ten tłumaczy się brakiem sprzyjających warunków do tworzenia się chmur *Stratus* i *Stratocumulus*, których powstawanie związane jest m.in. z ochładzaniem się powietrza od podłoża i powolnym przenoszeniem się tego procesu do warstw wyższych, w związku z czym maksimum występowania *Stratus* przypada na noc i godziny ranne. W lecie chmury warstwowe wykazują swoje roczne minimum częstości, a chmury konwekcyjne zaczynają się rozwijać dopiero w godzinach południowych. Najczęściej bezchmurne wieczory występują w październiku, a bezchmurne poranki – w sierpniu (ryc. 39).

Pogoda bezchmurna średnio w wieloleciu najrzadziej występuje w południe, jednak w miesiącach chłodnej połowy roku jeszcze rzadziej niebo bezchmurne jest widoczne rano (ryc. 40). W zimie inwersja przeważa nad konwekcją, a poranne mgły oraz niskie chmury warstwowe utrudniają pojawienie się pogody bezchmurnej. Duża częstość występowania chmur kłębiastych w letnim półroczu sprawia, że w ogólnej statystyce termin południowy charakteryzuje największe zachmurzenie i najmniejsza liczba przypadków bezchmurnego nieba.



Ryc. 39. Przebieg roczny występowania nieba bezchmurnego w Krakowie w terminach klimatologicznych (1906–2007)

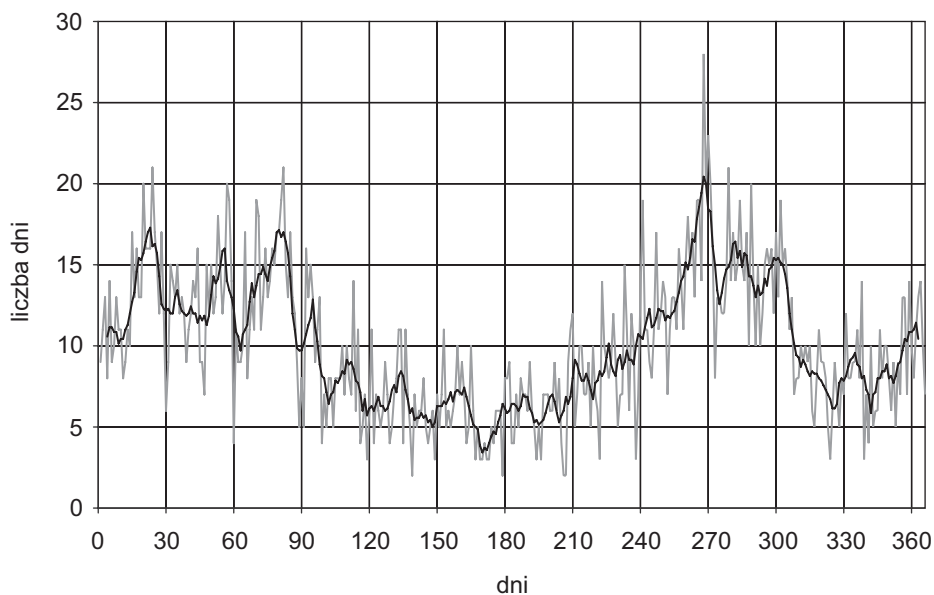
Fig. 39. Annual course of the occurrence of clear skies in Krakow at climatologic observation times (1906–2007)



Ryc. 40. Częstość występowania [%] nieba bezchmurnego w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedzwiedzia (1884–2007 – termin południowy)

Fig. 40. Frequency of occurrence [%] of clear skies, depending on circulation type according to T. Niedzwiedź's classification (1884–2007 – midday observation time)

W południe pogoda bezchmurna występuje przede wszystkim przy sytuacjach antycyklonalnych (ryc. 40). Niebo bezchmurne najczęściej jest obserwowane przy klimie wyżowym K_a (25%), a w dalszej kolejności (15%) przy adwekcji z południowego wschodu SE_a , w masie powietrza polarnego kontynentalnego.

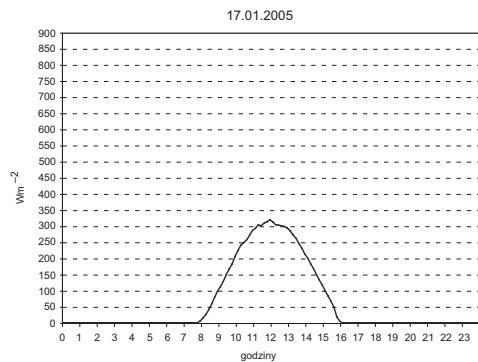


Ryc. 41. Przebieg roczny liczby dni bezchmurnych w Krakowie (1884–2007) oraz średnia ruchoma 5-dniowa

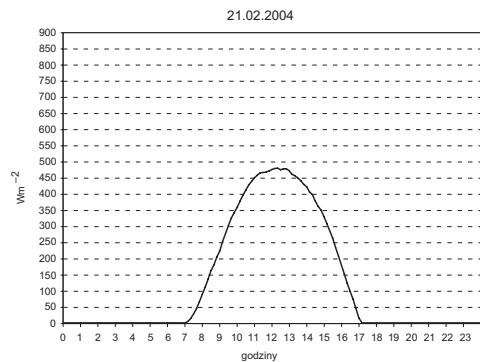
Fig. 41. Annual course of the number of cloudless days in Krakow (1884–2007) and the five-day moving average

Jak wspomniano wcześniej (Rozdział 4.1), w Krakowie występuje średnio w roku 11 dni bezchmurnych. Najwięcej jest ich (ryc. 41) pod koniec września oraz około połowy marca, stycznia i października. Najrzadziej występują w drugiej połowie czerwca oraz pod koniec maja i w drugiej połowie lipca. W latach 2004–2007 nie było w Krakowie ani jednego bezchmurnego dnia w maju, czerwcu i lipcu. Z tego powodu dla wymienionych miesięcy przedstawiono wykres rozkładu dziennego wartości promieniowania całkowitego (ryc. 42) w dniach z najmniejszym zaobserwowanym zachmurzeniem.

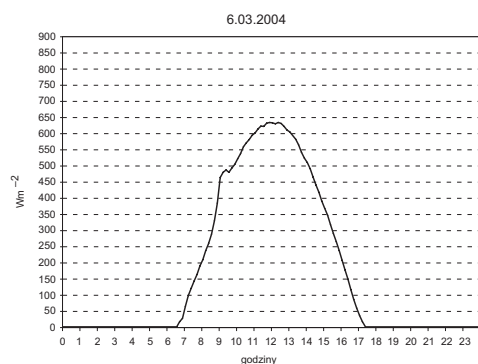
Styczeń



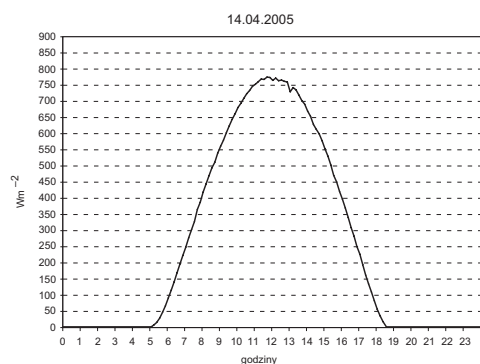
Luty



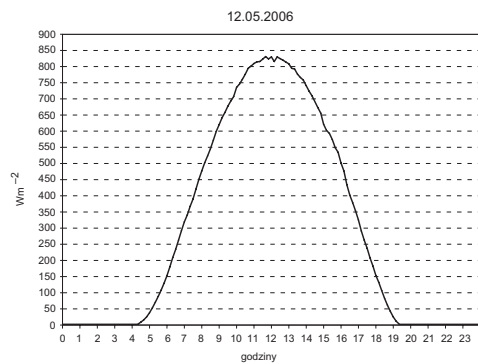
Marzec



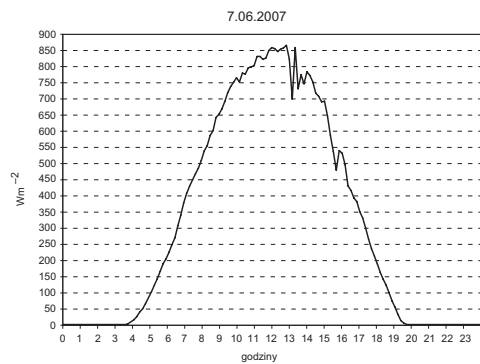
Kwiecień



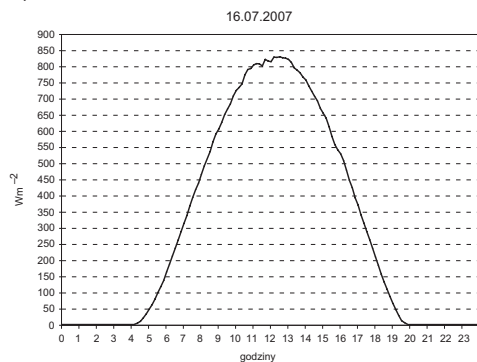
Maj



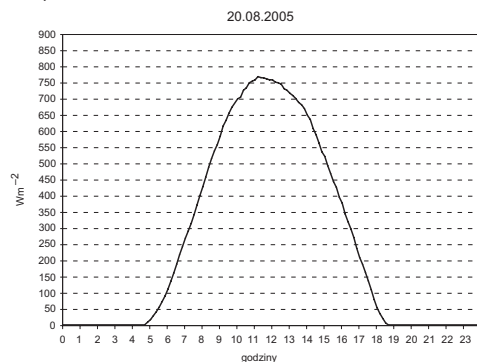
Czerwiec



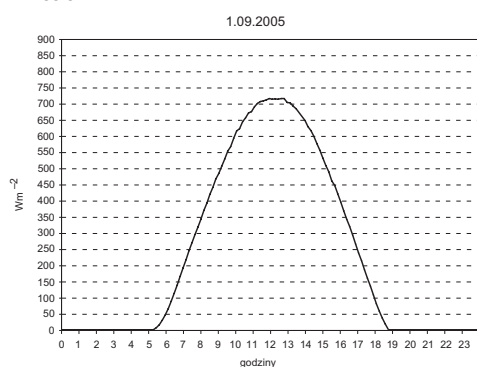
Lipiec



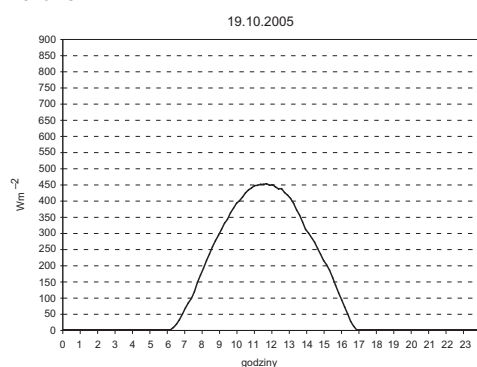
Sierpień



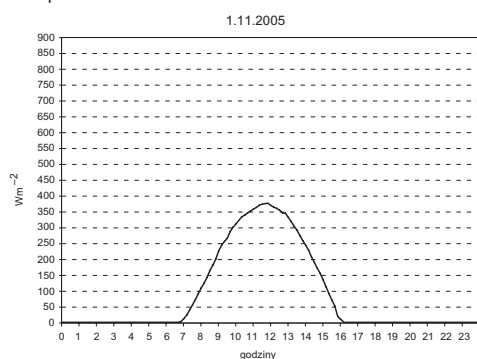
Wrzesień



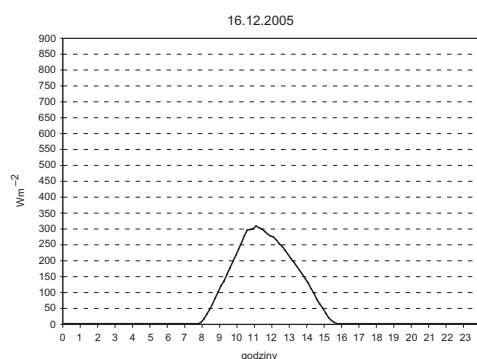
Październik



Listopad



Grudzień



Ryc. 42. Rozkład dzienny natężenia całkowitego promieniowania słonecznego [Wm^{-2}] według czasu środkowoeuropejskiego (UTC+1) w wybranych dniach bezchmurnych lub z małym zachmurzeniem (objaśnienie w tekście) reprezentujących poszczególne miesiące w roku w Krakowie (2004–2007)

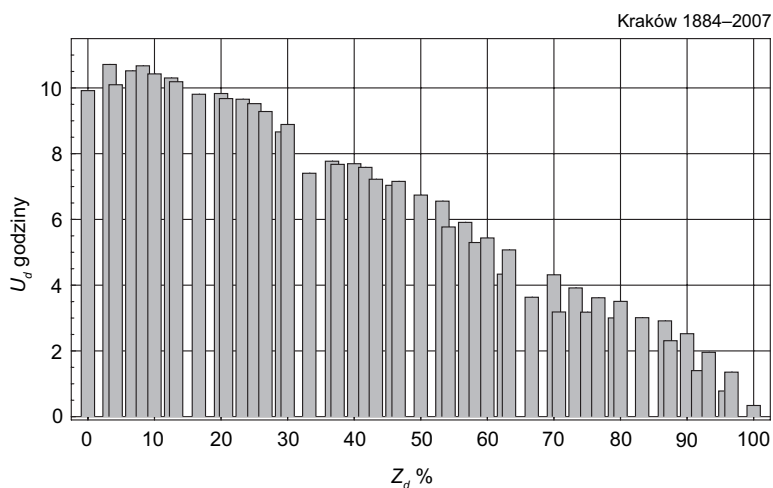
Fig. 42. Daily distribution of total solar radiation intensity [Wm^{-2}] according to UTC+1 on selected days without or with small amounts of cloudiness (see text for explanations), representing individual months of the year in Krakow (2004–2007)

W warunkach atmosfery bezchmurnej zarówno przebieg roczny, jak i dzienny wartości promieniowania całkowitego jest kształtowany głównie przez zmiany długości dnia i wysokości Słońca. Dlatego też w Krakowie najniższe wartości w ciągu roku występują w miesiącach zimowych (około 300 Wm^{-2} w grudniu), maksima natomiast przypadają na lato ($800\text{--}870 \text{ Wm}^{-2}$). Już w maju w godzinach południowych natężenie promieniowania całkowitego przekracza 800 Wm^{-2} , a w czerwcu osiąga wartości najwyższe, około 870 Wm^{-2} (ryc. 42). W ciągu dnia promieniowanie rośnie od momentu wschodu Słońca do maksimum w południe, a następnie zmniejsza się do momentu zachodu, przy czym przebieg dzienny jest mniej więcej symetryczny względem południa (ryc. 42). Jedynie w grudniu staje się asymetryczny na korzyść godzin przedpołudniowych. Ze względu na większą przezroczystość powietrza godziny przedpołudniowe wykazują wyższe natężenie promieniowania niż popołudniowe (Olecki 1975). Nieregularny przebieg dzienny promieniowania, z niewielkimi wahaniami wartości (ryc. 42c, d), może być związany z pojawieniem się chmur między terminami obserwacji, ze zmianami zawartości pary wodnej lub zanieczyszczeń w powietrzu. W warunkach pogody bezchmurnej natężenie promieniowania całkowitego zależy przede wszystkim od promieniowania bezpośredniego, które tworzy zasadniczą jego część. Przy dużej przezroczystości atmosfery ilość promieniowania docierającego do jej warstwy przygruntowej może stanowić około 85–90% stałej słonecznej (Błazejczyk 2004). Według Z. Oleckiego (1975), zwiększenie zawartości pyłów w powietrzu o $0,10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ pociąga za sobą spadek natężenia promieniowania bezpośredniego o $34,9 \text{ Wm}^{-2}$.

W Krakowie w dniach bezchmurnych natężenie promieniowania całkowitego w godzinach okołopołudniowych waha się średnio od 300 Wm^{-2} w grudniu do 870 Wm^{-2} w czerwcu.

6. ZALEŻNOŚĆ USŁONECZNIEŃ OD WIELKOŚCI ZACHMURZENIA

Związek usłonecznienia z zachmurzeniem jest tak silny, że na podstawie średniego dziennego przebiegu usłonecznienia można w przybliżeniu odtworzyć typ i wielkość zachmurzenia w danym dniu. W. Parczewski (1957) w swojej pracy dowodzi, że znajomość przebiegu częstości występowania chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz *Stratus* i *Stratocumulus opacus* pozwala określić prawdopodobny średni dzienny rozkład usłonecznienia.



Ryc. 43. Zależność średniego dziennego usłonecznienia rzeczywistego (U_d) od średniego dziennego zachmurzenia ogólnego (Z_d) w Krakowie (1884–2007)

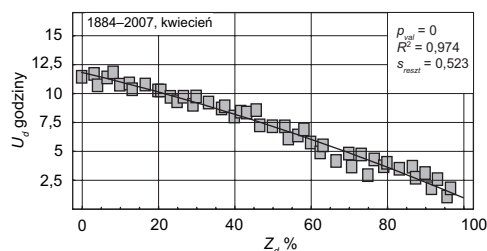
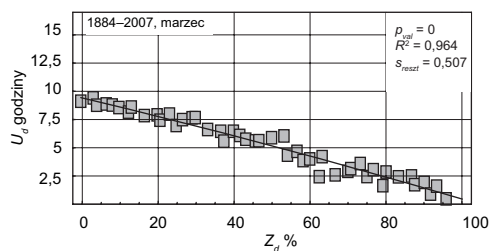
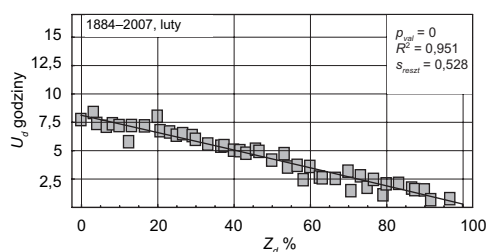
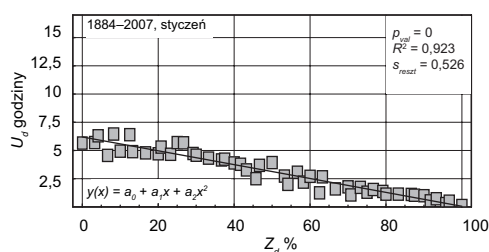
Fig. 43. Mean daily actual sunshine duration (U_d) depending on mean daily total cloudiness (Z_d) in Krakow (1884–2007)

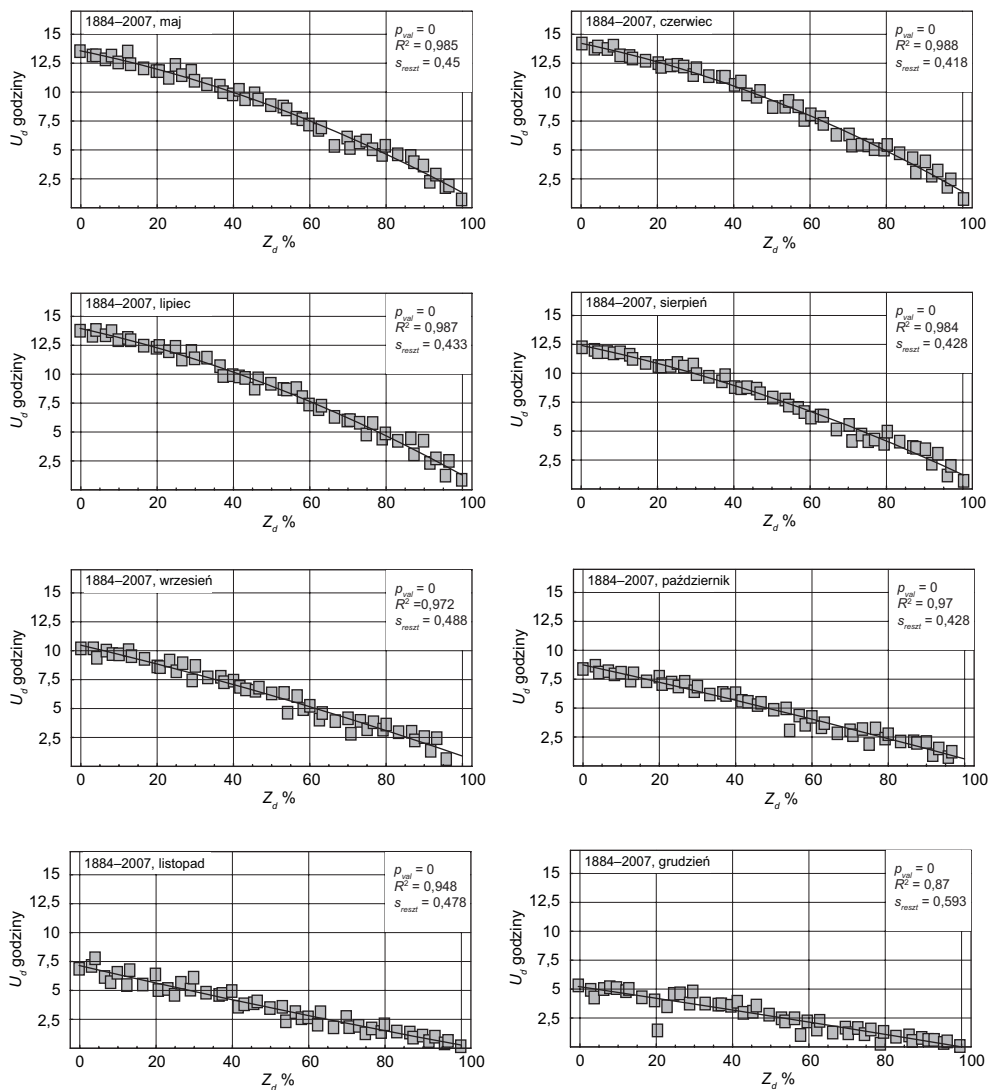
Ścisłą zależność tych dwóch elementów potwierdza współczynnik determinacji ($R^2 = 0,98$) średniego dziennego usłonecznienia w zależności od średniego dziennego zachmurzenia, wyliczony na podstawie codziennych danych z Krakowa (lata 1884–2007). Wraz ze wzrostem zachmurzenia zmniejsza się usłonecznienie, osiaga-

jąc wartości bliskie zero przy całkowitym pokryciu nieba chmurami (ryc. 43). Małe zachmurzenie (do 10%) nie wpływa znacząco na średnie wartości usłonecznienia. Wyraźne spadki liczby godzin ze słońcem, widoczne przy przekroczeniu 30% i 65% pokrycia nieba chmurami, mają prawdopodobnie przyczynę metodyczną, wynikającą z wizualnych obserwacji zachmurzenia i oceny jego wielkości, w początkowym okresie badań w skali do 10, a później do 8 (rozdział 2.2).

Na podstawie wykresów zależności usłonecznienia rzeczywistego od zachmurzenia ogólnego w poszczególnych miesiącach (ryc. 44) można stwierdzić, że wielkość zachmurzenia ma decydujący wpływ na usłonecznienie, a stopień tego wpływu wyrażony przez współczynnik determinacji wykazuje, że usłonecznienie jest bardziej uzależnione od stopnia pokrycia nieba chmurami w cieplej niż w chłodnej połowie roku. Zależność ta jest w większości przypadków wyraźnie nieliniowa i daje się dobrze opisać funkcją kwadratową, przyjętą we wszystkich przypadkach na poziomie istotności lepszym niż 1%.

Największy wpływ zachmurzenia na usłonecznienie zaznacza się w czerwcu i lipcu, czyli w miesiącach o małym zachmurzeniu, z przewagą konwekcyjnego, często z niebem bezchmurnym. Usłonecznienie najslabiej zależy od zachmurzenia w miesiącach o najmniejszym usłonecznieniu i największym zachmurzeniu, przeważnie warstwowym: w grudniu, styczniu i lutym. W zimie takie czynniki, jak zanieczyszczenia, dymy z ogrzewania domów, mgła, oszronienie kuli heliografu mogą osłabiać rejestrację promieniowania bezpośredniego i wpływać na wielkość zapisu heliogramu. Według R. Brązdila (1991), przy dużym zanieczyszczeniu powietrza heliograf zaczyna wypalać ślad przy wysokości Słońca nad horyzontem większym od 8° , podczas gdy w normalnych warunkach heliogram pojawia się przy wysokości od 3 do 5° . Małe usłonecznienie potencjalne w zimie powoduje, że nawet niewielki wpływ innych czynników sprawia, że zachmurzenie w mniejszym stopniu decyduje o liczbie godzin ze Słońcem rejestrowanych przez heliograf.





Ryc. 44. Zależność średniego dziennego usłonecznienia rzeczywistego (U_d) od średniego dziennego zachmurzenia ogólnego (Z_d) w poszczególnych miesiącach w Krakowie (1884–2007). Symbole w prawym górnym rogu oznaczają: p_{val} – wartość p testu hipotezy o nieistotności regresji kwadratowej, R^2 – współczynnik determinacji usłonecznienia przez zachmurzenie, s_{reszt} – odchylenie resztkowe [w godzinach] (błąd modelu)

Fig. 44. Mean daily actual sunshine duration (U_d) depending on the mean daily total cloudiness (Z_d) in particular months in Krakow (1884–2007). Symbols in the top right corner stand for the following: p_{val} – p value of the insignificance of square regression hypothesis test, R^2 – sunshine duration determination coefficient by cloudiness, s_{reszt} – rest deviation [in hours] (error of the model)

W zimie dodatkową przyczyną mniejszej zależności usłonecznienia od zachmurzenia jest fakt, że poranna obserwacja zachmurzenia odbywa się przed wschodem, a wieczorna po zachodzie Słońca, czyli w czasie, w którym nie jest rejestrowane usłonecznienie. W lecie duże usłonecznienie ze względów astronomicznych, potęgowane jeszcze przez występowanie chmur wysokich i zachmurzenie konwekcyjne, a mniejsze oddziaływanie innych czynników ograniczających dopływ promieniowania bezpośredniego, jest powodem tego, że związek wielkości zachmurzenia i usłonecznienia jest silniejszy niż w zimie.

Tabela 17. Równania regresji zależności usłonecznienia rzeczywistego y [w godzinach] od zachmurzenia ogólnego x [w %] w poszczególnych miesiącach i roku w Krakowie (1884–2007)

Table 17. Regression equations for the relationship of actual sunshine duration y [in hours] and general cloudiness x [%] in particular months and throughout the year in Krakow (1884–2007)

Miesiąc	Postać równania
I	$y(x) = 6,19762 - 0,061194 x - 0,0000022 x^2$
II	$y(x) = 8,09468 - 0,075301 x - 0,0000286 x^2$
III	$y(x) = 9,50032 - 0,079303 x - 0,0000927 x^2$
IV	$y(x) = 11,79820 - 0,078025 x - 0,0003043 x^2$
V	$y(x) = 13,54790 - 0,067759 x - 0,0005456 x^2$
VI	$y(x) = 14,19810 - 0,068442 x - 0,0006011 x^2$
VII	$y(x) = 13,99660 - 0,072283 x - 0,0005433 x^2$
VIII	$y(x) = 12,44750 - 0,069589 x - 0,0004249 x^2$
IX	$y(x) = 10,47300 - 0,077891 x - 0,0001802 x^2$
X	$y(x) = 8,80058 - 0,074425 x - 0,0000798 x^2$
XI	$y(x) = 7,14655 - 0,077334 x - 0,0000843 x^2$
XII	$y(x) = 5,21258 - 0,048993 x - 0,0000275 x^2$
Rok	$y(x) = 11,0522 - 0,0761004 x - 0,0002880 x^2$

Przedstawione linie regresji kwadratowej (ryc. 44) dla poszczególnych miesięcy mogą spełniać rolę nomogramu pozwalającego wyznaczać liczbę godzin ze słońcem na podstawie stopnia zachmurzenia. Mając dane o wielkości zachmurzenia, za pomocą równań zawartych w tabeli 17 można obliczyć dla stacji położonej w podobnych warunkach geograficznych wartość usłonecznienia (w godzinach) w każdym miesiącu i dla całego roku. Proponowane zastosowanie znalezionych równań dotyczy innych lokalizacji, a więc nie ekstrapolacji czasowej, tylko przestrzennej. Zatem nie jest konieczne uwzględnianie zmienności zachmurzenia i usłonecznienia w różnych okresach analizowanego wielolecia, zwłaszcza że równania zilustrowane na rycinie 44 były znalezione dla średnich (z lat 1884–2007) wartości U_d , co oznacza, że błąd z nimi związany jest mały (stąd taki mały rozrzut punktów wokół krzywej regresji). Dzielenie serii

danych na dwie części i wyznaczenie współczynników regresji na podstawie jednej części oraz ocena jakości dopasowania na podstawie drugiej części byłyby wskazane, gdyby równania miały być stosowane do predykcji. Ze względu brak danych z innych stacji o długich seriach zachmurzenia i usłonecznienia nie można zweryfikować otrzymanych zależności i ekstrapolacja przestrzenna jest hipotezą, którą w takim przypadku można wesprzeć wyłącznie argumentami heurystycznymi.

Wielkość zachmurzenia, rodzaje chmur i ich położenie względem tarczy słonecznej są głównymi czynnikami decydującymi o wielkości usłonecznienia względnego. Według wielu autorów (m.in. Ångström 1924; Grunow 1958, Stenz 1952) suma wartości rocznych lub miesięcznych usłonecznienia względnego i zachmurzenia wynosi około 100% ($S + Z = 100 \pm \Delta\%$, gdzie S – usłonecznienie względne, Z – zachmurzenie w %).

Tabela 18. Związek między średnimi miesięcznymi wartościami zachmurzenia Z [%] i usłonecznienia względnego U [%] w Krakowie (1884–2007)

Table 18. The relationship between the mean monthly values of cloudiness Z [%] and relative sunshine duration U [%] in Krakow (1884–2007)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Z	76,0	74,7	69,2	66,1	62,5	63,2	61,0	58,2	59,6	66,9	77,7	79,6	67,9
U	18,5	23,3	29,6	36,6	43,2	43,0	45,3	45,7	40,4	32,1	19,3	15,0	32,7
Suma	94,5	98,0	98,8	102,7	105,7	106,2	106,3	103,9	100,0	99,0	97,0	94,6	100,6

W Krakowie w ciepłych miesiącach roku (kwiecień–sierpień) suma usłonecznienia względnego i zachmurzenia przekracza 100% (tab. 18). Przyczynami takiej sumy jest większe usłonecznienie, któremu sprzyja mniejsze zachmurzenie o tej porze roku, przeważnie konwekcyjne, efekt kulisowy oraz występowanie chmur wysokich, które nie przerywają rejestracji usłonecznienia. Suma mniejsza niż 100% przypada na chłodne półrocze, które charakteryzuje się dużym zachmurzeniem, często warstwowym, występowaniem mgły, wzmożoną koncentracją zanieczyszczeń oraz dymami z kominów w okresie grzewczym, powodującymi ograniczenie dopływu promieniowania słonecznego. Ponadto w zimie okres rejestracji przez heliograf jest skrócony ze względu na mały kąt wysokości Słońca nad horyzontem, powodujący niewielkie wartości natężenia promieniowania bezpośredniego. Wartości te, szczególnie przy wschodzie i zachodzie, pozostają poniżej tzw. progu czułości heliografu ze względu na poranne i wieczorne mgły oraz oszronienie kuli przyrządu.

7. ZALEŻNOŚĆ USŁONECZNIEŃ OD RODZAJÓW CHMUR

Doskonałym materiałem do analizy różnic w stopniu przepuszczania promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur są heliogramy. W Krakowie istnieje pozbawiony luk zbiór pasków i godzinnych zestawień heliograficznych od 1 czerwca 1883 roku. Jednorodna seria obserwacji rodzajów chmur rozpoczyna się od 1906 roku (rozdział 2). Bogata baza danych heliograficznych i nefologicznych pozwala przypuszczać, że wykorzystanie tak wielkiego zbioru danych liczbowych zapewni otrzymanie wyników o dużym stopniu wiarygodności. Uwzględnienie przedziałów godzinnych usłonecznienia pozwala wyeliminować błąd, który występuje wtedy, gdy analizuje się sumy dzienne usłonecznienia i średnie dobowe zachmurzenie. Błąd ów wynika z faktu, że zachmurzenie dobowe określane jest na podstawie trzech terminów obserwacyjnych, spośród których dwa w zimie (poranny i wieczorny) przypadają przed wschodem lub po zachodzie Słońca, czyli gdy nie jest rejestrowane usłonecznienie. W związku z tym do analizy wpływu poszczególnych rodzajów chmur na usłonecznienie wybrano wyniki pomiarów obejmujących okres jednej godziny (między 12.00 a 13.00) i obserwacji zachmurzenia z terminu południowego. Uzasadnienie wyboru tego terminu klimatologicznego zostało szczegółowo opisane w rozdziale 2.5.

7.1. WPŁYW POSZCZEGÓLNYCH RODZAJÓW CHMUR NA USŁONECZNIE

Zależność usłonecznienia od wielkości zachmurzenia i poszczególnych rodzajów chmur badano metodą regresji liniowej i kwadratowej. Związek między wymienionymi zmiennymi aproksymowano modelem, pod którego pojęciem rozumiane jest równanie $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, gdzie x oznacza stopień zachmurzenia o godzinie 12 (Z_{12}) w %, $x \geq Z_{min}$. Z_{min} jest minimalną wartością, od której ustalona formuła $y(x)$ jest ważna. W przypadku chmur warstwowych, które na ogół całkowicie pokrywają niebo (szcze-

gólnie *Nimbostratus*), oraz chmury *Cumulonimbus* (gdy znajduje się bezpośrednio nad miejscem obserwacji), nie można wykreślić linii regresji lub obejmuje ona krótszy zakres wartości zależny od zachmurzenia minimalnego (Z_{min}). W zastosowanym modelu regresji y jest sumą godziną usłonecznienia (U_{12}) między godziną 12.00 a 13.00. Współczynniki regresji a_0 , a_1 , a_2 estymowano metodą najmniejszych kwadratów. Jakość dopasowania funkcji $y(x)$ do danych oceniono za pomocą współczynnika determinacji R^2 . W tabeli 19 zawarto wymienione współczynniki dla wartości rocznej i sezonowych, wyliczone na podstawie codziennych pomiarów i obserwacji wykonywanych w Krakowie w terminie południowym w latach 1906–2007.

Tabela 19. Współczynniki a_0 , a_1 i a_2 regresji $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, usłonecznienia y [godziny] w godzinach 12.00–13.00 i zachmurzenia x [%] o godzinie 12.00, $x \geq Z_{min}$, oraz współczynnik determinacji R^2 , wartość p dla hipotezy o nieistotności modelu $y(x)$ i odchylenie reszkowe s , dla poszczególnych rodzajów chmur (Kraków 1906–2007), a) wartości roczne, b) wiosna (III, IV, V), c) lato (VI, VII, VIII), d) jesień (IX, X, XI), e) zima (XII, I, II)

Table 19. Coefficients a_0 , a_1 and a_2 of regression $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, sunshine duration y [in hours] between noon and 1 p.m. and cloudiness x [%] at noon, $x \geq Z_{min}$, and the R^2 determination coefficient, p value of the hypothesis of the insignificance of the $y(x)$ model and rest deviations, for particular cloud genera (Krakow 1906–2007), a) annual values, b) spring (Mar-III, Apr-IV, May-V), c) summer (Jun-VI, Jul-VII, Aug-VIII), d) autumn (Sep-IX, Oct-X, Nov-XI), e) winter (Dec-XII, Jan-I, Feb-II)

a) wartości roczne

Rodzaj	Z_{min} [%]	a_0	a_1	a_2	R^2	p_v [%]	s [godz.]
<i>Ci</i>	0	0,9887	−0,00149	−0,000017	0,099	0	0,197
<i>Cc</i>	0	0,9104	−0,00039	−0,000052	0,189	0	0,300
<i>Cs</i>	0	0,9442	−0,00129	−0,000032	0,203	0	0,314
<i>Ac</i>	0	0,9657	−0,00475	−0,000033	0,454	0	0,312
<i>As</i>	0	0,9455	−0,00320	−0,000055	0,564	0	0,253
<i>Ns</i>	80	−5,4606	0,14263	−0,000877	0,068	0	0,142
<i>Sc</i>	0	0,8878	−0,00431	−0,000039	0,272	0	0,230
<i>St</i>	0	0,8940	−0,00647	−0,000022	0,511	0	0,158
<i>Cu</i>	0	0,9845	−0,00065	−0,000053	0,306	0	0,220
<i>Cb</i>	40	0,6739	0,00977	−0,000146	0,299	0	0,303

b) wiosna

Rodzaj	Z_{min} [%]	a_0	a_1	a_2	R^2	p_v [%]	s [godz.]
<i>Ci</i>	0	1,0022	-0,00057	-0,000018	0,125	0	0,115
<i>Cc</i>	0	0,9853	-0,00077	-0,000050	0,242	0,00032	0,202
<i>Cs</i>	0	1,0013	-0,00233	-0,000024	0,200	0	0,315
<i>Ac</i>	0	0,9502	0,00070	-0,000086	0,501	0	0,288
<i>As</i>	0	1,0041	-0,00525	-0,000035	0,509	0	0,273
<i>Ns</i>							
<i>Sc</i>	70	0,2627	0,00983	-0,000117	0,085	0	0,217
<i>St</i>							
<i>Cu</i>	0	0,9987	-0,00162	-0,000039	0,285	0	0,223
<i>Cb</i>	80	3,5365	-0,05996	0,000268	0,034	0,11167	0,314

c) lato

Rodzaj	Z_{min} [%]	a_0	a_1	a_2	R^2	p_v [%]	s [godz.]
<i>Ci</i>	0	0,9459	0,00618	-0,000179	0,112	0,0007	0,133
<i>Cc</i>	0	0,9574	0,00269	-0,000112	0,497	0	0,176
<i>Cs</i>	0	0,9751	0,00094	-0,000061	0,437	0	0,185
<i>Ac</i>	0	0,9182	0,00186	-0,000087	0,401	0	0,269
<i>As</i>							
<i>Ns</i>							
<i>Sc</i>	30	0,7065	0,00798	-0,000138	0,312	0	0,268
<i>St</i>							
<i>Cu</i>	0	0,9949	-0,00052	-0,000051	0,316	0	0,196
<i>Cb</i>	80	-4,5488	0,14346	-0,000963	0,336	0	0,298

d) jesień

Rodzaj	Z_{min} [%]	a_0	a_1	a_2	R^2	p_v [%]	s [godz.]
<i>Ci</i>	0	0,9876	-0,00043	-0,000031	0,115	0	0,183
<i>Cc</i>	0	0,8458	-0,00146	-0,000041	0,120	0,0071	0,366
<i>Cs</i>	0	0,9653	-0,00165	-0,000018	0,129	0,0000	0,286
<i>Ac</i>	0	1,0205	-0,00987	0,000016	0,459	0	0,309
<i>As</i>	0	0,9486	-0,00084	-0,000078	0,624	0	0,261
<i>Ns</i>							
<i>Sc</i>	70	0,8963	-0,00218	-0,00006	0,131	0	0,234
<i>St</i>	0	0,9449	-0,00852	-7,00E-06	0,561	0	0,153
<i>Cu</i>	0	0,9822	-0,00163	-0,000052	0,325	0	0,246
<i>Cb</i>							

e) zima

Rodzaj	Z_{min} [%]	a_0	a_1	a_2	R^2	p_v [%]	s [godz.]
<i>Ci</i>	0	0,9679	-0,00427	9,00E-06	0,079	0,0001	0,273
<i>Cc</i>	0	0,8064	0,00059	-0,000041	0,056	0,0599	0,372
<i>Cs</i>	0	0,8551	-0,00175	-0,000027	0,158	0	0,369
<i>Ac</i>	0	0,9118	-0,00763	-2,00E-06	0,379	0	0,326
<i>As</i>	0	0,9258	-0,00531	-0,000034	0,554	0	0,241
<i>Ns</i>							
<i>Sc</i>	10	0,9332	-0,00789	-0,000011	0,387	0	0,180
<i>St</i>	0	0,8073	-0,00638	-0,000015	0,490	0	0,145
<i>Cu</i>	0	0,8791	0,00154	-0,000086	0,336	0	0,280
<i>Cb</i>							

Wykresy zależności usłonecznienia rzeczywistego od wielkości zachmurzenia i poszczególnych rodzajów chmur (ryc. 45, 47) pokazują zróżnicowanie w transmisji promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur.

Chmury *Cirrus* (ryc. 3) są na tyle cienkie i przezroczyste, że nawet jeśli zasłaniają tarczę słoneczną, heliograf rejestruje usłonecznienie. Obecność tej chmury na niebie powoduje, że różnice w wartościach usłonecznienia pod wpływem zmian wielkości zachmurzenia są minimalne. Przy całkowitym pokryciu nieba przez *Cirrus* usłonecznienie w terminie południowym, obejmującym okres jednej godziny (pomiędzy 12.00 a 13.00), wynosi 0,7 godziny, a przy mniejszym zachmurzeniu jest bliskie jednej godzinie (tab. 20). Spośród chmur wysokich mniej przepuszczalna dla promieniowania jest chmura *Cirrostratus* (ryc. 4), przy której usłonecznienie waha się od 0,9 do 0,5 godziny w zależności od stopnia zachmurzenia. Jednak podobnie jak w przypadku *Cirrus* zakrycie tarczy słonecznej przez tę chmurę nie przerywa rejestracji usłonecznienia, a jedynie osłabia wypalenie śladu na pasku heliografu. *Cirrocumulus* (ryc. 5), posiadający większą miąższość niż pozostałe chmury piętra wysokiego, przepuszcza nieco mniej niż one promieniowania, ale jego natężenie jest na tyle wysokie, że heliograf rejestruje usłonecznienie nawet przy 100% pokryciu nieba przez tę chmurę, powodując jedynie mniej wyraźny heliogram.

Przy całkowitym zachmurzeniu nieprzepuszczalne dla promieniowania słonecznego są chmury warstwowe (ryc. 45, tab. 20), przede wszystkim *Stratus* (ryc. 9) i *Nimbostratus* (ryc. 10), przy czym nie wiadomo, czy ponad nimi nie znajdują się też inne chmury ograniczające dopływ promieniowania. W przypadku chmur *Stratocumulus* (ryc. 8) i *Altostratus* (ryc. 7) promienie słoneczne mogą docierać do powierzchni Ziemi przez przerwy w chmurze (odmiana *translucidus*)¹. Wzrost stopnia pokrycia nieba przez te chmury powoduje spadek usłonecznienia, widoczny szczególnie wtedy, gdy ponad połowa nieba jest zachmurzona.

¹ Zob. gatunki i odmiany chmur s. 230–234.

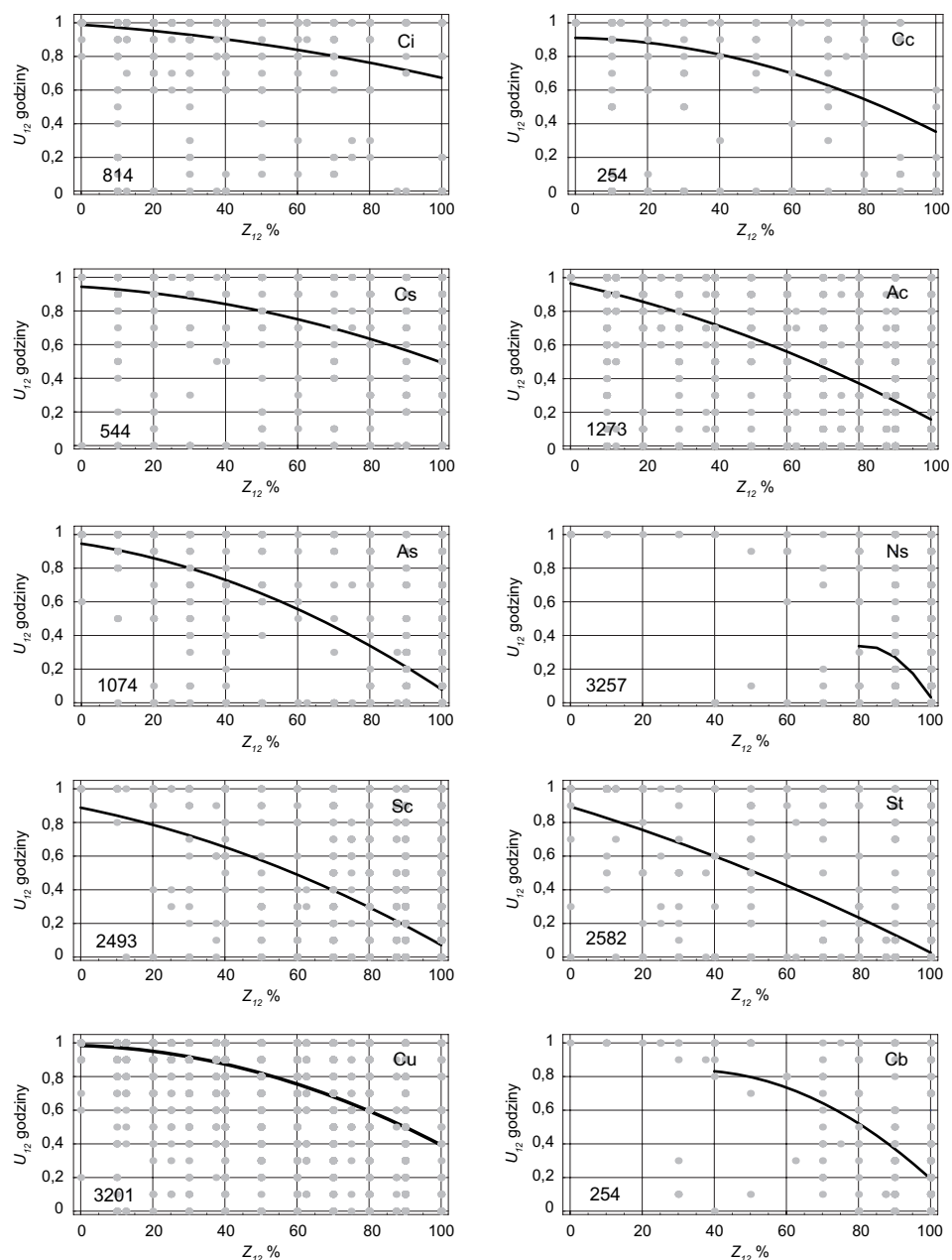
Tabela 20. Wartości godzinne usłonecznienia (U_{12}) w terminie południowym (między godz. 12.00 a 13.00) w zależności od rodzajów chmur i stopnia zachmurzenia (Z_{12}) w Krakowie (1906–2007)

Table 20. Hourly values of sunshine duration (U_{12}) at midday (between noon and 1 p.m.) depending on cloud genera and the degree of cloud cover (Z_{12}) in Krakow (1906–2007)

Rodzaj chmur	Stopień zachmurzenia Z_{12} [%]					
	0	20	40	60	80	100
<i>Ci</i>	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7
<i>Cc</i>	0,9	0,9	0,8	0,7	0,5	0,4
<i>Cs</i>	0,9	0,9	0,8	0,8	0,6	0,5
<i>Ac</i>	1,0	0,9	0,7	0,6	0,4	0,2
<i>As</i>	0,9	0,9	0,7	0,6	0,3	0,1
<i>Ns</i>					0,3	0,0
<i>Sc</i>	0,9	0,8	0,7	0,5	0,3	0,1
<i>St</i>	0,9	0,8	0,6	0,4	0,2	0,0
<i>Cu</i>	1,0	1,0	0,9	0,8	0,6	0,4
<i>Cb</i>			0,8	0,7	0,5	0,2

Występowanie chmur o budowie pionowej (*Cumulus* – ryc. 11, *Cumulonimbus* – ryc. 12, a także *Alto cumulus* – ryc. 6) pozwala na penetrację promieniowania słonecznego, gdy w przerwach między poszczególnymi chmurami odkrywa się Słońce. Z tego względu w przypadku chmur konwekcyjnych, zazwyczaj o dużej miąższości, położenie względem tarczy słonecznej ma ogromne znaczenie. Nawet przy dużym (60%) pokryciu nieba chmurami *Cumulus*, niezasłaniającymi Słońca, promieniowanie bezpośrednie bez przeszkód wypala ślad na pasku heliografu, powodując, że usłonecznienie wynosi 0,8 godziny (tab. 20). Podobne wartości usłonecznienia są nawet wtedy, gdy połowa nieba jest pokryta potężnie rozbudowanymi chmurami *Cumulonimbus*. Oczywiście w sytuacji, gdy taka chmura całkowicie pokryje niebo, usłonecznienie nie jest rejestrowane przez heliograf.

Warto przypomnieć, że w pewnych warunkach, przy obecności chmur kłębiastych, zmierzone usłonecznienie jest większe, niż wynikałoby z ocenionego stopnia zachmurzenia, ze względu na tzw. efekt kulisyowy (Hoyt 1977). Zdarza się bowiem, że widziane przez obserwatorów naziemnych boki chmur silnie rozbudowanych w pionie są dodawane do ogólnej wielkości zachmurzenia. Błąd ten może prowadzić do zawyżenia stopnia zachmurzenia ogólnego od 10 do 20%, a w skrajnych przypadkach nawet o 25% w porównaniu z danymi satelitarnymi (Cicenکو 1975). Również F.B. Webster (1969) zwraca uwagę na zaskakująco duże usłonecznienie przy prawie całkowitym pokryciu nieba przez *Cumulus*. Być może szybkie przesuwanie się tych chmur i krótkie przebyśki Słońca o dużym natężeniu promieniowania powodują, że ślady wypaleń na pasku heliografu mogą zachodzić na siebie, dając pozorny wzrost wielkości usłonecznienia.



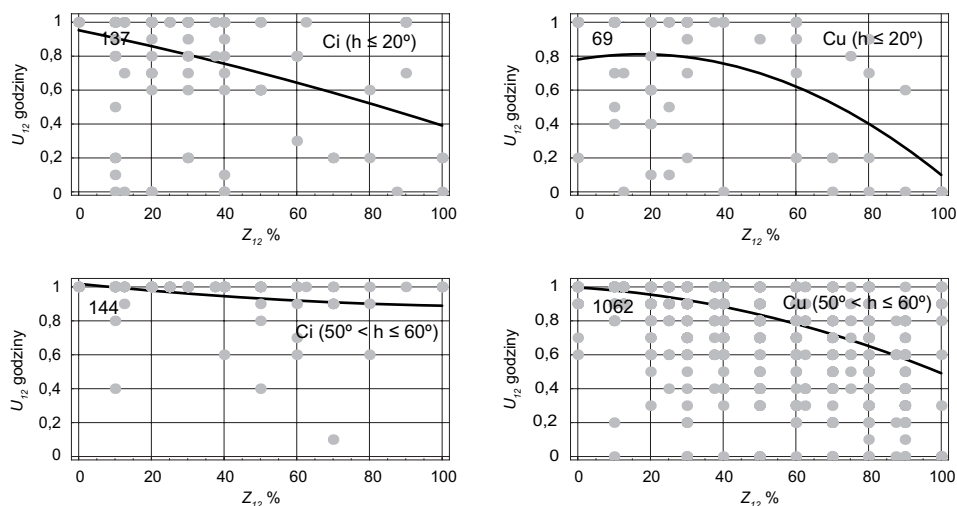
Ryc. 45. Zależność usłonecznienia rzeczywistego (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) i poszczególnych rodzajów chmur w terminie południowym w Krakowie (1884–2007)

Fig. 45. Actual sunshine duration (U_{12}) depending on the amount of cloudiness (Z_{12}) and particular cloud genera at noon in Krakow (1884–2007)

Wpływ poszczególnych rodzajów chmur na usłonecznienie nieznacznie zmienia się w zależności od pory roku i wysokości Słońca nad horyzontem. Ze względu na skupienie wartości w jednym punkcie (przy całkowitym zachmurzeniu) nie da się wyznaczyć linii regresji dla chmur *Nimbostratus* i *Stratus* wiosną i latem, w lecie także dla *Altostratus*, a jesienią i zimą dla *Nimbostratus* i *Cumulonimbus* (tab. 19). Chmury warstwowe występują przeważnie w chłodnym półroczu, ponadto na ogół całkowicie zakrywają niebo, natomiast *Cumulonimbus* pojawia się rzadko (średnio 3% udziału w ogólnym zachmurzeniu), zwłaszcza w ciepłej połowie roku.

Ze względu na wysokość Słońca nad horyzontem zmienia się przebieg linii regresji, szczególnie w przypadku chmur *Cirrus* i *Cirrostratus* oraz *Cumulus*. Przy niskim położeniu Słońca ($h^\circ \leq 20^\circ$) usłonecznienie ma niższe wartości, niż gdy Słońce wznosi się powyżej 50° nad horyzontem (ryc. 46 a, b). Przy dużych wysokościach Słońca chmury mniej osłabiają promieniowanie słoneczne, dlatego usłonecznienie ma większe wartości, w przypadku chmur *Cirrus* dochodzące do jednej godziny nawet przy całkowitym zachmurzeniu.

Przedstawiona analiza pozwala zweryfikować twierdzenie Z. Kaczorowskiej (1986) na temat wpływu stopnia i rodzaju zachmurzenia na transmisję promieniowania bezpośredniego. Zdaniem wymienionej autorki, „chmury wysokie stosunkowo mało osłabiają jego intensywność, średnie przepuszczają promienie, dopiero gdy Słońce osiągnie wysokość 40° nad horyzontem, a niskie hamują całkowicie”. Powyższy pogląd jest dużym uproszczeniem, jak wykazują bowiem przedstawione wyniki obserwacji i pomiarów przeprowadzonych w Krakowie, nie można uogólniać tej prawidłowości tylko do rodzin chmur, gdyż poszczególne ich rodzaje w różnym stopniu przepuszczają promieniowanie słoneczne.



Ryc. 46. Zależność usłonecznienia rzeczywistego (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) przez *Cirrus* i *Cumulus* przy wysokości Słońca $h^\circ \leq 20^\circ$ i $50^\circ < h^\circ \leq 60^\circ$ w Krakowie (1884–2007)

Fig. 46. Actual sunshine duration (U_{12}) depending on the amount of cloudiness (Z_{12}) with *Cirrus* and *Cumulus* clouds, and the Sun at a height of $h^\circ \leq 20^\circ$ and $50^\circ < h^\circ \leq 60^\circ$ in Krakow (1884–2007)

Zróźnicowanie przepuszczania promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur znajduje potwierdzenie w wynikach maksymalnych dziennych wartości usłonecznienia (tab. 21), które są rejestrowane w Krakowie zarówno w dniach bezchmurnych, jak i z zachmurzeniem. Zapisu usłonecznienia przez heliograf nie przerywa występowanie chmur wysokich, a także nawet przy dużym zachmurzeniu obecność na niebie pojedynczych chmur o budowie pionowej. Chmury *Cumulus* i *Cumulonimbus*, które nie przykrywają tarczy słonecznej, nie są przeszkodą dla promieni słonecznych w dotarciu do powierzchni Ziemi i wypaleniu śladu na pasku heliografu.

Jak wynika z badań W. Parczewskiego (1957), wraz ze zwiększaniem się częstości występowania chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* na ogół wzrasta również i wartość średniego dziennego usłonecznienia. W przypadku zaś chmur *Stratus* i *Stratocumulus opacus* dzieje się odwrotnie, to znaczy w miarę zwiększania się częstości występowania tych chmur zmniejsza się usłonecznienie. Czas dziennego maksimum usłonecznienia zależy od występujących rodzajów chmur, przy chmurach konwekcyjnych zaznacza się wcześniej, a warstwowych później.

W dniach o największej liczbie godzin ze słońcem (tab. 21) panują zazwyczaj sytuacje wyżowe bezadwekcyjne lub ze wpływem powietrza z północy, północnego zachodu, północnego wschodu i wschodu. W jednym tylko dniu (10 VI 1889) sytuacja synoptyczna została określona jako cyklonalna (SW).

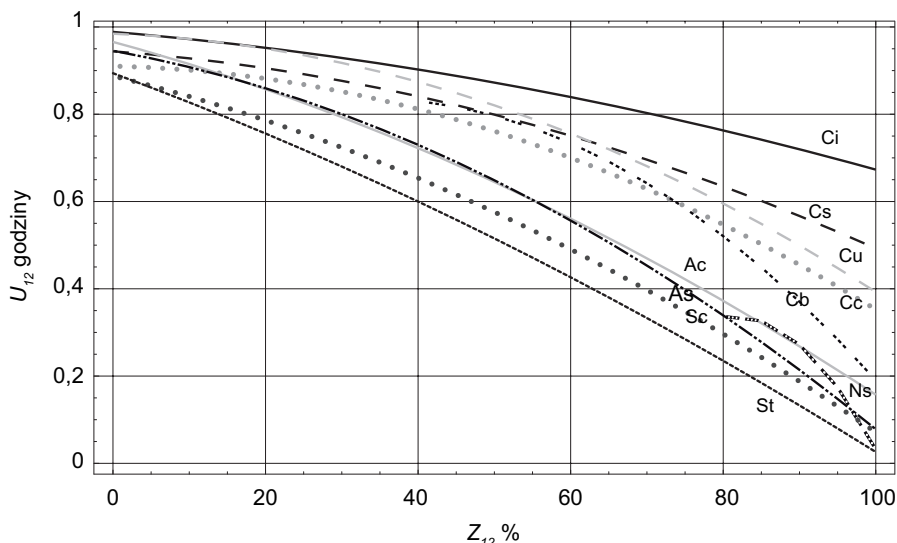
Tabela 21. Zachmurzenie i sytuacja synoptyczna w dniach o maksymalnym dziennym usłonecznieniu (15,3 i 15,2 godziny) w Krakowie w latach 1884–2007

Table 21. Cloudiness and synoptic situation on days with the maximum daily sunshine duration (15.3 and 15.2 hours) in Krakow between 1884 and 2007

Data	Zachmurzenie		Sytuacja synoptyczna
	Z_d [%]	Rodzaj	
23 VI 1888	0	0	E_a
24 VI 1888	0	0	NE_a
10 VI 1889	6,7	nieznany	SW_c
17 VI 1934	0	0	C_a
12 VI 1940	30	Ci, Cs, Cu	K_a
22 VI 1942	10	Cu	N_a
23 VI 1945	26,7	Ci	N_a
24 VI 1945	66,7	Ci, Ac, Cb	N_a
24 VI 1994	8,3	Cu	NW_a
25 VI 1994	0	0	C_a

Wykres zbiorczy linii regresji kwadratowej dla poszczególnych rodzajów chmur (ryc. 47) można uznać za nomogram, który pozwala na wyznaczenie wartości usłonecznienia w zależności od wielkości zachmurzenia i jego składu rodzajowego, a także określenie z pewnym przybliżeniem zachmurzenia na podstawie znanej wartości usłonecznienia w terminie południowym. Na wykresie (ryc. 47) widać jednoznacznie, że *Stratus*, a nie pozornie grubszy od niego *Stratocumulus* lub *Nimbostratus*,

jest najmniej przepuszczalny dla promieniowania słonecznego. Być może wynika to z faktu, iż chmura ta jest zbudowana z drobnych, ale licznych kropelek chmurowych, które powodują, że ma ona większe albedo niż pozostałe chmury. Według Monteitha (1977), który uzyskał podobny rezultat, chmury *Stratus* odbijają 70% promieniowania słonecznego, 20% pochłaniają, a 10% przepuszczają do powierzchni Ziemi. *Cirrus* zgodnie z wynikami badań prowadzonych w wielu miejscach na świecie przepuszcza najwięcej promieniowania słonecznego.



Ryc. 47. Nomogram zależności usłonecznienia (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) i poszczególnych rodzajów chmur – termin południowy

Fig. 47. A nomogram of the dependency of sunshine duration (U_{12}) on the amount of cloudiness (Z_{12}) and particular cloud genera – midday measurement time

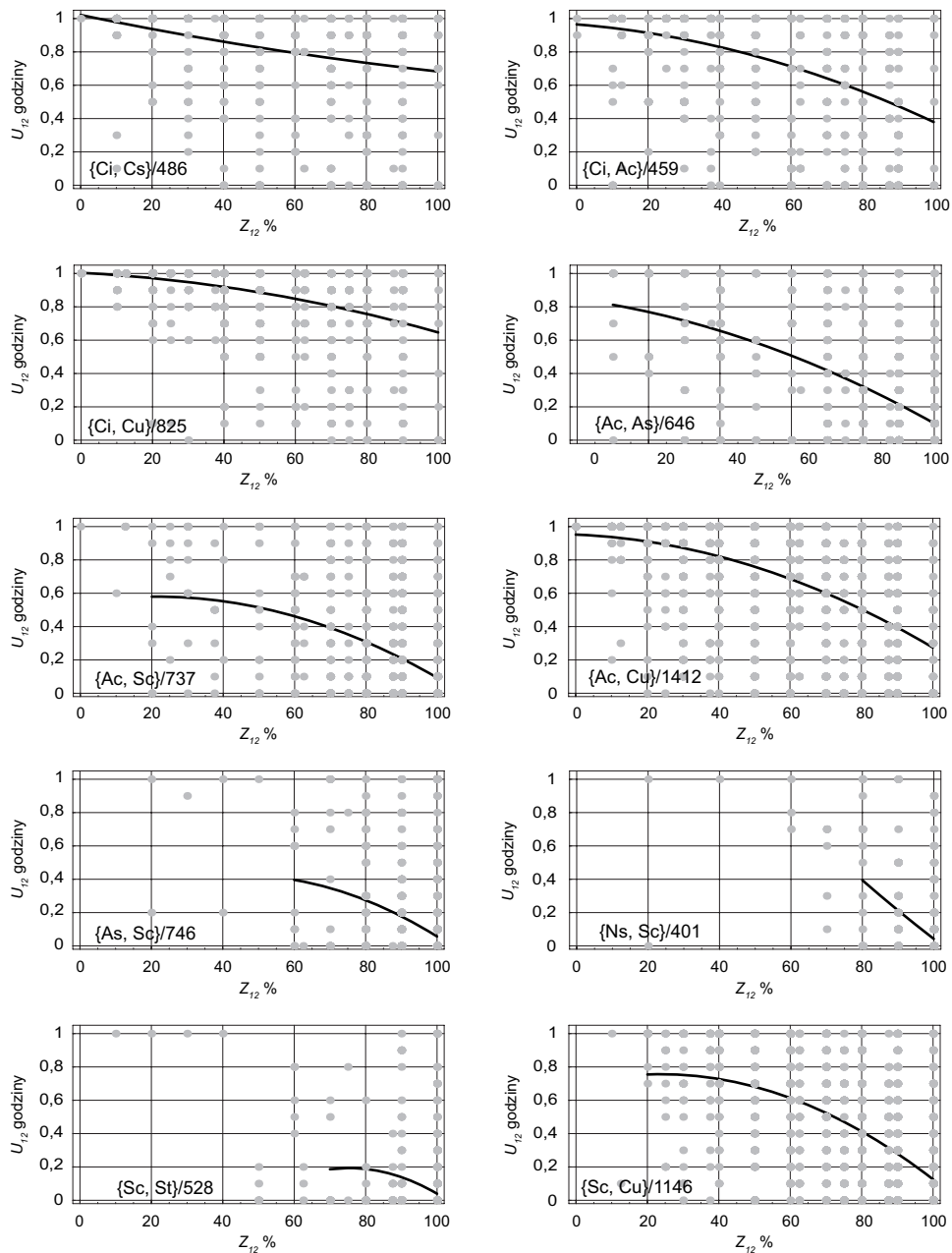
7.2. WPŁYW UKŁADÓW CHMUR NA USŁONECZNIE

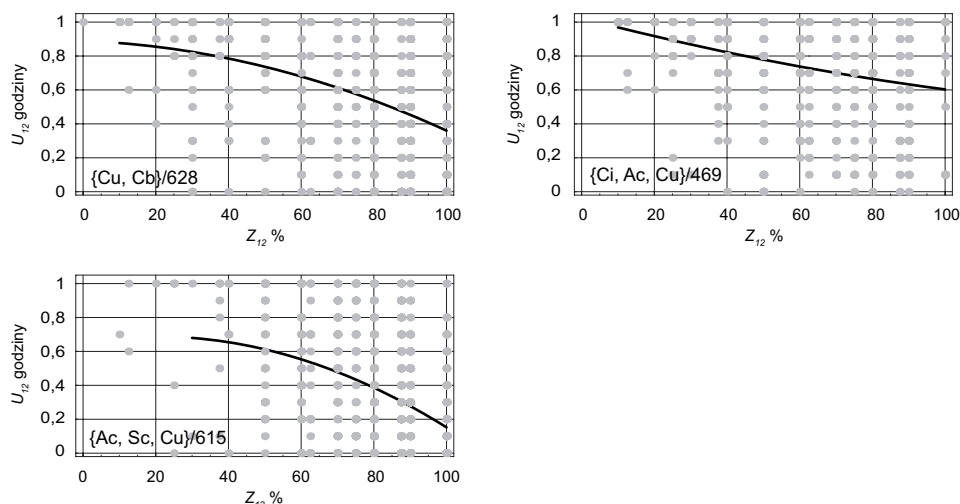
Obserwowane na niebie w danej chwili zachmurzenie może się składać z chmur jednego rodzaju (ryc. 3–12) lub równocześnie z kilku rodzajów tworzących pewne układy, typy, charakterystyczne dla określonej sytuacji synoptycznej (rozdział 4.2)². Z tego względu, stosując dwie metody, przeanalizowano wpływ typów zachmurzenia (grup chmur) na usłonecznienie.

Pierwsza metoda polegała na wyborze układów chmur ze wszystkich możliwych kombinacji zapisów obserwacji rodzajów chmur w terminie południowym. Wybrano

² Zob. układy chmur s. 223–229.

grupy chmur, które występują najczęściej (o liczebności zbioru $n \geq 400$ przypadków). Okazało się, że takich grup chmur jest 13, głównie składających się z układu dwóch rodzajów chmur oraz dwóch układów – z trzema rodzajami (tab. 22). Zbadano wpływ tych grup chmur na wielkość usłonecznienia. Wykreślono dla tych zależności linie regresji (ryc. 48) i obliczono współczynniki (tab. 22).





Ryc. 48. Zależność usłonecznienia rzeczywistego (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) i najczęściej występujących układów chmur w terminie południowym w Krakowie (1884–2007)

Fig. 48. Actual sunshine duration (U_{12}) depending on the amount of cloudiness (Z_{12}) and the most frequent cloud patterns at noon in Krakow (1884–2007)

Analiza zależności usłonecznienia od zachmurzenia w przypadku równoczesnego występowania kilku rodzajów chmur potwierdziła wcześniejsze wyniki otrzymane dla pojedynczych rodzajów. Przy zachmurzeniu 100% największe usłonecznienie jest rejestrowane przy chmurach *Cirrus* + *Cirrostratus*, a w dalszej kolejności *Cirrus* + *Cumulus* oraz *Cirrus* + *Altostratus* + *Cumulus* (ryc. 48)³. Jak wcześniej stwierdzono, chmury wysokie najmniej osłabiają dopływ promieniowania, natomiast chmury o budowie pionowej, jeśli nie przykrywają tarczy słonecznej, nie ograniczają promieniowania bezpośredniego. Najmniej przepuszczalne (małe usłonecznienie, brak usłonecznienia przy całkowitym zachmurzeniu) są chmury *Nimbostratus* + *Stratocumulus* oraz *Stratocumulus* + *Stratus*. Chmury te na ogół przykrywają warstwę całe niebo, mają dużą miąższość, a dodatkowo ponad nimi mogą się znajdować jeszcze inne chmury, które z Ziemi są niewidoczne, a osłabiają promieniowanie słoneczne. Układy chmur *Altostratus* + *Cumulus*, *Altostratus* + *Altostratus*, *Stratocumulus* + *Cumulus* oraz *Altostratus* + *Stratocumulus* + *Cumulus* przy małym zachmurzeniu powodują duże usłonecznienie, które szybko zmniejsza się przy wzroście stopnia pokrycia nieba chmurami (ryc. 48).

F.B. Webster (1969) zwraca uwagę na stosunkowo duże usłonecznienie, przy znacznym zachmurzeniu, którego sumę stanowiły chmury leżące na różnych poziomach. Szybkie przesuwanie się niskich chmur powoduje krótkotrwałe odsłonięcie *Cirrus*,

³ Zob. układy chmur s. 223–229.

które są przepuszczalne dla promieniowania słonecznego. Odmiana *translucidus*, nawet przy grubej chmurze *Stratocumulus*, pozwala na rejestrację usłonecznienia.

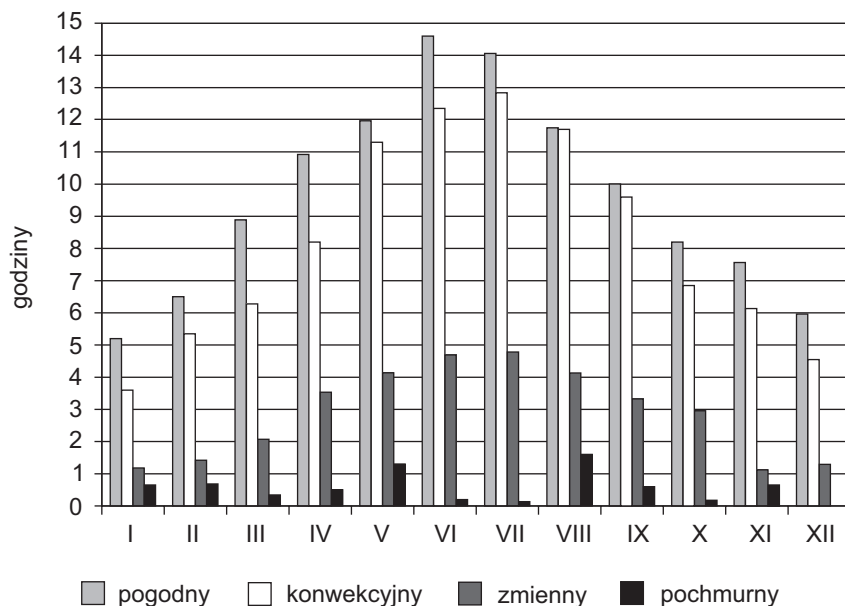
Tabela 22. Współczynniki a_0 , a_1 i a_2 regresji $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, usłonecznienia y [h] w godzinach 12.00–13.00 i zachmurzenia x [%] o godzinie 12.00, $x \geq Z_{min}$, oraz współczynnik determinacji R^2 , wartość p dla hipotezy o nieistotności modelu $y(x)$ i odchylenie reszkowe s dla danego układu chmur, na podstawie liczby n przypadków wystąpienia tego układu w Krakowie (1906–2007)

Table 22. Coefficients a_0 , a_1 and a_2 of regression $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, sunshine duration y [in hours] between noon and 1 p.m., and cloudiness x [%] at noon, $x \geq Z_{min}$, and the R^2 determination coefficient, p value of the hypothesis of the insignificance of the $y(x)$ model and rest deviation s , for particular cloud patterns, on the basis of n cases of the occurrence of this pattern in Krakow (1906–2007)

Układ chmur	Z_{min} [%]	n	a_0	a_1	a_2	R^2	p_v [%]	s [godz.]
<i>Ci</i> + <i>Cs</i>	0	486	1,0216	−0,00442	0,00001	0,092	0	0,281
<i>Ci</i> + <i>Ac</i>	0	459	0,9650	−0,00172	−4,1E−05	0,211	0	0,301
<i>Ci</i> + <i>Cu</i>	0	825	1,0040	−0,00112	−2,5E−05	0,148	0	0,202
<i>Ac</i> + <i>As</i>	10	646	0,8462	−0,00295	−4,5E−05	0,314	0	0,285
<i>Ac</i> + <i>Sc</i>	20	737	0,5441	0,00334	−7,9E−05	0,186	0	0,274
<i>Ac</i> + <i>Cu</i>	0	1412	0,9520	−0,00090	−5,9E−05	0,298	0	0,297
<i>As</i> + <i>Sc</i>	60	746	0,1845	0,01073	−0,00012	0,128	0	0,204
<i>Ns</i> + <i>Sc</i>	80	401	2,2294	−0,02722	0,000053	0,186	0	0,177
<i>Sc</i> + <i>St</i>	70	528	−1,2373	0,03800	−0,00025	0,052	0	0,166
<i>Sc</i> + <i>Cu</i>	20	1146	0,6950	0,00515	−0,00011	0,342	0	0,291
<i>Cu</i> + <i>Cb</i>	10	628	0,8888	−0,00079	−4,5E−05	0,157	0	0,331
<i>Ci</i> + <i>Ac</i> + <i>Cu</i>	10	469	1,0233	−0,00558	0,000014	0,084	0	0,297
<i>Ac</i> + <i>Sc</i> + <i>Cu</i>	30	615	0,6554	0,00331	−8,3E−05	0,179	0	0,298

Innym sposobem oceny wpływu układów chmur na usłonecznienie było wydzielenie na podstawie z góry przyjętych kryteriów typów zachmurzenia w poszczególnych dniach analizowanego okresu (1906–2007). Na podstawie stopnia zachmurzenia i rodzajów chmur w trzech terminach klimatologicznych wyróżniono typy zachmurzenia nawiązujące do klasyfikacji W. Okołowicza (1962):

- 1) **pogodny** – zachmurzenie średnie dzienne (Z_d) < 20%, chmury piętra wysokiego, ewentualnie chmury kłębiaste w terminie południowym;
- 2) **konwekcyjny** – zachmurzenie średnie dzienne $20\% \leq (Z_d) < 60\%$, chmury *Cumulus* i *Cumulonimbus*, wykazujące związek z dzienną insolacją;
- 3) **zmienny** – zachmurzenie średnie dzienne $60\% \leq (Z_d) < 100\%$, zmienne pod względem wielkości i rodzaju w ciągu dnia;
- 4) **pochmurny** – zachmurzenie średnie dzienne (Z_d) = 100%, chmury wysokie niewidoczne.



Ryc. 49. Przebieg roczny usłonecznienia rzeczywistego (U_g) w zależności od typu zachmurzenia w Krakowie (1906–2007)

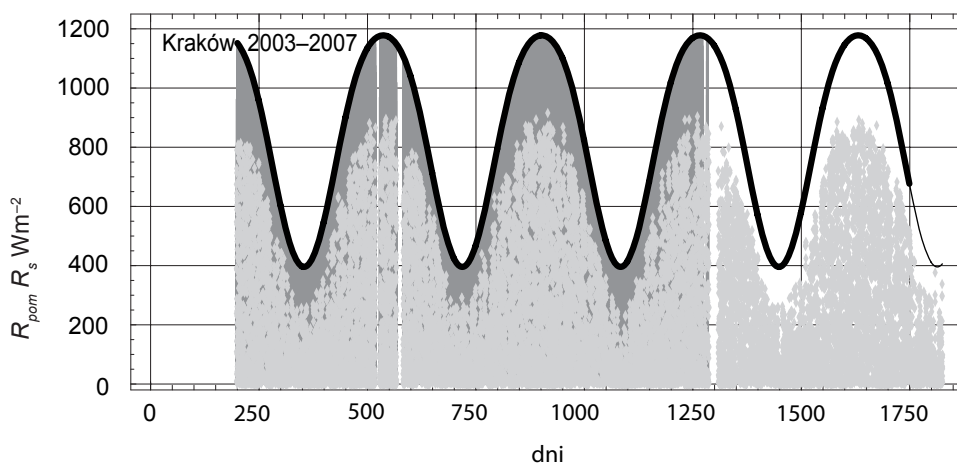
Fig. 49. Annual course of actual sunshine duration (U_g) depending on the type of cloud cover in Krakow (1906–2007)

W dniach z poszczególnymi typami zachmurzenia analizowano sumy dzienne usłonecznienia. Obliczono średnie sumy miesięczne usłonecznienia w zależności od typu zachmurzenia i przedstawiono je w postaci wykresu przebiegu rocznego (ryc. 49). Z ryciny tej wynika, że w każdym typie zachmurzenia przebieg roczny usłonecznienia jest zdeterminowany czynnikiem astronomicznym – zmianą długości dnia w roku, a poszczególne typy zachmurzenia w różnym stopniu osłabiają promieniowanie słoneczne. Wartości przedstawione na rycinie 49 przypominają przebieg miesięcznych sum usłonecznienia rzeczywistego oraz roczny rozkład częstości występowania chmur związanych z dzienną insolacją – *Cumulus* i *Cumulonimbus* (ryc. 36). Największe różnice między wartościami usłonecznienia, najwyższymi w czerwcu i lipcu (> 14 godzin dziennie), a najniższymi w grudniu i styczniu (< 6 godzin), są widoczne w typie pogodnym. Większe zachmurzenie, w typie konwekcyjnym, niweluje te kontrasty średnio o 1,5 godziny, a w marcu, kwietniu i czerwcu różnice przekraczają nawet 2 godziny. Najmniejsza rozbieżność w typie pogodnym i konwekcyjnym między wartościami miesięcznymi usłonecznienia występuje w sierpniu i wrześniu (ryc. 49), prawdopodobnie z powodu najmniejszego w tych miesiącach zachmurzenia (tab. 13). Ze względu na większe zachmurzenie, głównie warstwowe w typie zmiennym, przebieg usłonecznienia jest jeszcze bardziej wyrównany, a wartości miesięczne są znacznie mniejsze niż w dwóch poprzednich typach (w lipcu o 10 godzin). Interesujący jest fakt, że usłonecznienie (z wyjątkiem grudnia) jest rejestrowane także w typie pochmurnym, czyli gdy

średnie dzienne zachmurzenie wynosi 100%. Taka sytuacja może wystąpić, ponieważ średnie dzienne zachmurzenie jest obliczane na podstawie obserwacji z trzech terminów, a między obserwacjami niebo nie musi być całkowicie pokryte chmurami i wówczas może dochodzić do rejestracji usłonecznienia. Ponadto w jesieni i zimie wieczorna obserwacja zachmurzenia odbywa się już po zachodzie słońca, a w zimie – poranna przed jego wschodem. W związku z tym wyniki z dwóch obserwacji uwzględnianych przy obliczaniu średniej dziennej wartości zachmurzenia pochodzą z okresu, w którym nie jest rejestrowane usłonecznienie. Inną przyczyną zapisu usłonecznienia, mimo średniego dziennego zachmurzenia równego 100%, jest występowanie chmur *Stratocumulus* bądź *Alto cumulus* odmiany *translucidus*. Wtedy między poszczególnymi członami chmury promienie słoneczne mogą docierać do powierzchni Ziemi. Największa różnica w liczbie godzin ze słońcem (ponad 14 godzin) między typem pogodnym i pochmurnym występuje w czerwcu i lipcu – miesiącach o największym średnim miesięcznym usłonecznieniu (tab. 15).

8. WPŁYW ZACHMURZENIA NA NATĘŻENIE CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO

Jak wcześniej powiedziano (rozdział 3), ilość energii słonecznej dochodzącej do powierzchni Ziemi zależy od czynników astronomicznych, geograficznych oraz stanu atmosfery kształtowanego przez czynniki pogodowe i antropogeniczne. Różnice między wartościami promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery a natężeniem promieniowania całkowitego zmierzonym przy powierzchni Ziemi uwidoczniają modyfikujący wpływ atmosfery (ryc. 50), w tym głównie zachmurzenia.



Ryc. 50. Zmierzone przy powierzchni Ziemi wartości natężenia całkowitego promieniowania słonecznego (punkty) i obliczone wartości promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery (tło) w Krakowie, białe pasy oznaczają brak danych

Fig. 50. Values of total solar radiation intensity measured at the surface of the Earth (points) and calculated values of solar radiation at the uppermost layer of the atmosphere (background) in Krakow; white stripes signify a lack of data

Oddziaływanie zachmurzenia stopnia pokrycia nieba chmurami i jego składu rodzajowego na całkowite promieniowanie słoneczne jest bardziej złożone, niż to wynika z dotychczasowych badań. Piśmiennictwo naukowe na ten temat jest skąpe i dotyczy na

ogół opisu krótkotrwałych pomiarów i obserwacji eksperymentalnych prowadzonych na jednej lub kilku stacjach (rozdział 1.2). Otrzymywane wyniki często różnią się od siebie ze względu na uwarunkowania lokalne, sytuację synoptyczną, przezroczystość atmosfery, trudności metodyczne pomiarów i inne nieznane dotychczas przyczyny. Większość autorów uważa jednak, że chmury w dwojaki sposób wpływają na natężenie całkowitego promieniowania słonecznego: zazwyczaj osłabiają promieniowanie, ale w pewnych warunkach pogodowych także je zwiększają.

8.1. ZALEŻNOŚĆ CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO OD WIELKOŚCI ZACHMURZENIA

Całkowite promieniowanie słoneczne padające na powierzchnię Ziemi jest sumą promieniowania przychodzącego od tarczy słonecznej oraz promieniowania rozproszonego dochodzącego od całego nieboskłonu. W warunkach pogody bezchmurnej natężenie promieniowania całkowitego zależy przede wszystkim od promieniowania bezpośredniego, przy całkowitym zachmurzeniu – od promieniowania rozproszonego, natomiast podczas pogody z częściowym zachmurzeniem natężenie promieniowania bezpośredniego maleje, a rozproszonego wzrasta. Od stopnia pokrycia nieba chmurami, ich rodzajów i położenia względem tarczy słonecznej zależą proporcje między tymi dwoma składnikami promieniowania całkowitego. Ważne jest położenie chmur w stosunku do Słońca, ale znaczenie ma nie tylko to czy jest ono zasłonięte przez chmury, czy nie, ale w przypadku gdy chmury nie zakrywają tarczy słonecznej, istotne jest, czy znajdują się po stronie nasłonecznionej, czy zacienionej. W Krakowie rozpraszanie promieniowania przez chmury potęgowane jest przez zanieczyszczenia. Zwiększona ilość aerozoli, pary wodnej i pyłów w atmosferze miejskiej powoduje, że średnio w roku procentowy udział promieniowania rozproszonego w całkowitym jest większy niż promieniowania bezpośredniego (Hess i in. 1980). W przebiegu rocznym najmniejszy udział promieniowania rozproszonego w całkowitym jest w sierpniu, największy w styczniu (tab. 23), ze względu na różnice w wielkości zachmurzenia (tab. 13) i w stężeniu pyłu zawieszonego (ryc. 20).

Tabela 23. Udział promieniowania rozproszonego w całkowitym promieniowaniu słonecznym [%] w Krakowie w okresie 1968–1975 według M. Hessa i in. (1980)

Table 23. Share of dispersed radiation in the total solar radiation [%] in Krakow between 1968 and 1975 according to M. Hess et al. (1980)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
77	71	56	51	48	51	49	47	50	62	68	71	58

Pomiary natężenia promieniowania całkowitego i obserwacje zachmurzenia wykonane w Krakowie potwierdzają wyniki badań opisanych w literaturze (Chromow 1977; Słomka 1976, 1979; Monteith, Unsworth 1988; Segal, Davis 1992; Kossowski,

Łykowski 2007; Podstawczyńska 2007) i wykazują, że największe natężenie promieniowania całkowitego występuje przy częściowym zachmurzeniu, nieprzesłaniającym tarczy słonecznej, a nie przy niebie bezchmurnym (tab. 24).

P.J. Robinson (1977) oraz J.L. Monteith i M.H. Unsworth (1988) podają, że rozbudowane chmury konwekcyjne mogą podnosić wartość promieniowania całkowitego w stosunku do warunków bezchmurnego nieba średnio od 5 do 15%, a najbardziej efektywny wzrost natężenia promieniowania następuje, gdy niebo w 50% pokryte jest chmurami, których wymiar pionowy zbliżony jest do poziomego. Badania M. Segal i J. Davis (1992) za A. Podstawczyńską (2007), przeprowadzone w Colorado (USA), dowodzą podwyższenia natężenia promieniowania słonecznego o 250 Wm^{-2} w stosunku do wartości notowanych przy bezchmurnym niebie. Zjawisko tak znacznego wzrostu natężenia promieniowania całkowitego w wyniku odbicia w bocznych częściach chmur konwekcyjnych występowało w czasie okołopołudniowym i trwało zwykle 15–30 minut, ale zdarzały się przypadki, gdy utrzymywało się około godziny. W Krakowie i Gorzowie Wielkopolskim (Matuszko, Soroka 2009) takie zdarzenia były chwilowe i nie trwały dłużej niż 20 minut.

Tabela 24. Zależność całkowitego promieniowania słonecznego [Wm^{-2}] od wielkości zachmurzenia i wysokości Słońca nad horyzontem w Krakowie (2004–2007)

Table 24. The dependency of total solar radiation [Wm^{-2}] on the amount of cloudiness and the height of the Sun above the horizon in Krakow (2004–2007)

Wielkość zachmurzenia [oktanty]	Wysokość Słońca nad horyzontem [h°]					
	$h^\circ < 20$	21–30	31–40	41–50	51–60	$h^\circ > 60$
0	235	354	531	668	751	819
1	247	399	525	653	775	825
2	230	301	502	623	725	807
3	228	295	467	612	714	767
4	199	287	423	546	590	752
5	155	272	408	483	582	624
6	152	233	359	425	574	599
7	129	169	311	367	387	475
8	62	109	178	196	219	270

W Krakowie największe średnie godzinne natężenie promieniowania całkowitego odpowiada zachmurzeniu 1/8, gdy Słońce znajduje się najwyżej nad horyzontem (tab. 24). Wraz ze wzrostem stopnia zachmurzenia maleje natężenie promieniowania całkowitego, od 825 do 270 Wm^{-2} w przypadku najwyższego wzniesienia Słońca ($h^\circ > 60$) i od 247 do 62 Wm^{-2} przy jego najniższym położeniu ($h^\circ < 20$). Największe spadki natężenia promieniowania zachodzą przy wzroście zachmurzenia z 7/8 na 8/8, czyli w momencie, gdy do powierzchni Ziemi przestaje dopływać promieniowanie bezpośrednie. Stosunkowo duża różnica w natężeniu promieniowania zaznacza się jeszcze przy zmianie stopnia zachmurzenia z 6/8 na 7/8, zwłaszcza gdy Słońce jest wzniesione powyżej 50° (tab. 24). Przy mniejszym zachmurzeniu i niskim położeniu

Słońca natężenie promieniowania maleje znacznie wolniej pod wpływem wzrostu pokrycia nieba chmurami.

Warto zauważyć, że w Krakowie maksymalne (powyżej 1000 Wm^{-2}) chwilowe wartości promieniowania całkowitego są rejestrowane przy zachmurzeniu równym lub większym od 3/8, często 6/8 (tab. 25). Takie sytuacje zdarzają się wyłącznie od maja do lipca, czyli w okresie, gdy Słońce znajduje się najwyżej nad horyzontem i dominują chmury konwekcyjne.

W Krakowie w przeważającej części roku (od stycznia do kwietnia i od sierpnia do grudnia) zachmurzenie działa osłabiająco na natężenie promieniowania całkowitego. Widać to szczególnie w chłodnym półroczu, gdy dominują chmury warstwowe (rozdział 4), które często pokrywają niebo całkowicie, nie dopuszczając do powierzchni Ziemi promieniowania bezpośredniego. Dla chmur o dużej miąższości charakterystyczny jest proces wielokrotnego rozpraszania promieniowania słonecznego, wpływający na wzrost absorpcji, a w rezultacie na spadek transmisji promieniowania słonecznego (Podstawczyńska 2007). Im chmura jest grubsza, tym mniejsza jest transmisja promieniowania, a większe albedo (tab. 3). Według N.I. Gojsy i B.M. Szoszina (1970), chmury *Stratus* i *Stratocumulus* o miąższości 175 m przy niskich wysokościach Słońca przepuszczają 37% promieniowania, natomiast chmury o miąższości 900 m tylko 10%. Wzniesienie Słońca ma większe znaczenie przy cienkich chmurach *Stratus* i *Stratocumulus*, przy wysokości 50° bowiem transmisja wynosi 56%, a przy miąższości 900 m – 13%, czyli niewiele więcej niż przy wysokości Słońca 10° .

Tabela 25. Zachmurzenie i sytuacja synoptyczna w dniach z maksymalnym natężeniem promieniowania całkowitego (powyżej 1000 Wm^{-2}) w Krakowie (2004–2007)

Table 25. Cloudiness and synoptic situation on days with the maximum total solar radiation intensity (over 1000 Wm^{-2}) in Krakow (2004–2007)

Data i godzina (według UTC+1)	Zachmurzenie – termin południowy		Sytuacja synoptyczna
	wielkość [oktanty]	rodzaj	
19.06.2004, 12.10	5	<i>Ac, Cu, Cb</i>	S_c
18.06.2005, 11.20	3	<i>Cu</i>	N_a
23.06.2005, 12.00	4	<i>Cu</i>	NW_a
15.05.2006, 12.00	6	<i>Ci, Cs, Cu</i>	K_a
21.05.2006, 12.20	6	<i>Ci, Ac, Sc, Cu</i>	W_c
7.06.2006, 12.30	6	<i>Ci, Ac, Sc, Cu</i>	N_a
8.06.2006, 11.20	7	<i>Ac, Sc, Cu</i>	K_a
11.06.2006, 12.40	6	<i>Ci, Ac, Cu</i>	K_a
17.05.2007, 11.10	8	<i>Sc, Cu</i>	B_c
18.05.2007, 13.00	4	<i>Cu</i>	K_a
29.06.2007, 12.20	4	<i>Ac, Cu</i>	W_a
30.06.2007, 12.20	3	<i>Ac, Sc, Cu</i>	W_a
12.07.2007, 11.10	6	<i>Ac, Sc, Cu</i>	W_c

8.2. ZRÓŻNICOWANIE NATĘŻENIA PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO W ZALEŻNOŚCI OD RODZAJÓW CHMUR

Poszczególne rodzaje chmur w różnym stopniu przepuszczają promieniowanie słoneczne, o czym świadczą rezultaty pomiarów wykonywanych w wielu miejscach na świecie (Kalitin 1950; Kondratiew 1965; Kondratiew, Binienko 1984; Kondratiew i in. 1981; Kostianoj, Kuriłowa 1966; London 1957; Lumb 1964; Manabe, Strickler 1964; Davies i in. 1975; Suckling, Hay 1977; Monteith 1977; Monteith, Unsworth 1988). Autorzy opracowań na temat wpływu rodzajów chmur na transmisję promieniowania zwracają uwagę, że interpretacja tych zależności jest skomplikowana i trudna do porównań (rozdział 1.2, tab. 3, 4). Z tego względu wyniki otrzymywane w trakcie eksperymentów przeprowadzanych w różnych miejscach wykazują pewne prawidłowości, ale nieco różnią się wartościami.

Tabela 26. Osłabienie średniego godzinnego natężenia promieniowania całkowitego [Wm^{-2}] w zależności od rodzaju chmur i wysokości Słońca w stosunku do warunków bezchmurnego nieba w Krakowie (2004–2007)

Table 26. Attenuation of the mean hourly intensity of total radiation [Wm^{-2}] depending on the type of clouds and the height of the Sun above the horizon when compared with clear sky conditions in Krakow (2004–2007)

Rodzaje chmur	Wysokość Słońca nad horyzontem [h°]					
	$h^\circ < 20$	21–30	31–40	41–50	51–60	$h^\circ > 60$
Bezchmurnie	235	354	531	668	751	819
<i>Ci</i>	235	356	491	666	773	829
<i>Ci</i> + <i>Cs</i> + <i>Cc</i>	233	318	496	628	769	828
<i>Ac</i>	171	279	444	446	432	603
<i>As</i>	136	115	131	161		
<i>Ns</i>	41	84	114	76	55	192
<i>Sc</i>	75	57	149	110	197	203
<i>St</i>	43	78	144		121	
<i>Cu</i>	222	364	444	624	693	762
<i>Cb+Cu</i>	65		303	234	448	398

Otrzymane w Krakowie wyniki średniego godzinnego natężenia promieniowania całkowitego w zależności od rodzaju chmur i wysokości Słońca w stosunku do warunków bezchmurnego nieba (tab. 26) są zbieżne z wartościami (tab. 27) podanymi przez N.N. Kalitina (1950) na podstawie pomiarów wykonanych w Pawłowsku w latach 1931–1940.

Tabela 27. Zależność natężenia promieniowania całkowitego [Wm^{-2}] od wysokości Słońca w atmosferze bezchmurnej i przy różnych rodzajach chmur (całkowite zachmurzenie) według N.N. Kalitina (1950)

Table 27. The relationship between total solar radiation intensity [Wm^{-2}] and the height of the Sun above the horizon in cloudless atmosphere and with various genera of clouds (totally overcast conditions) according to N.N. Kalitin (1950)

Rodzaje chmur	Wysokość Słońca nad horyzontem [h°]										
	0	2,5	5	7,5	10	15	20	25	30	40	50
Bezchmurnie	0	35	63	91	126	202	286	384	483	670	851
<i>Ci</i>	7	21	35	49	63	119	188	279	377	600	830
<i>Cs</i>	14	28	42	63	77	105	140	223	314	530	768
<i>Ac</i>	7	28	42	36	77	112	154	181	26	356	523
<i>As</i>	14	21	35	49	63	91	119	140	174	244	314
<i>St fra</i>	0	7	14	14	21	35	56	91	132	154	202
<i>Sc</i>	0	0	7	14	28	56	91	119	140	188	242
<i>St</i>	0	7	14	14	28	42	56	70	91	112	132

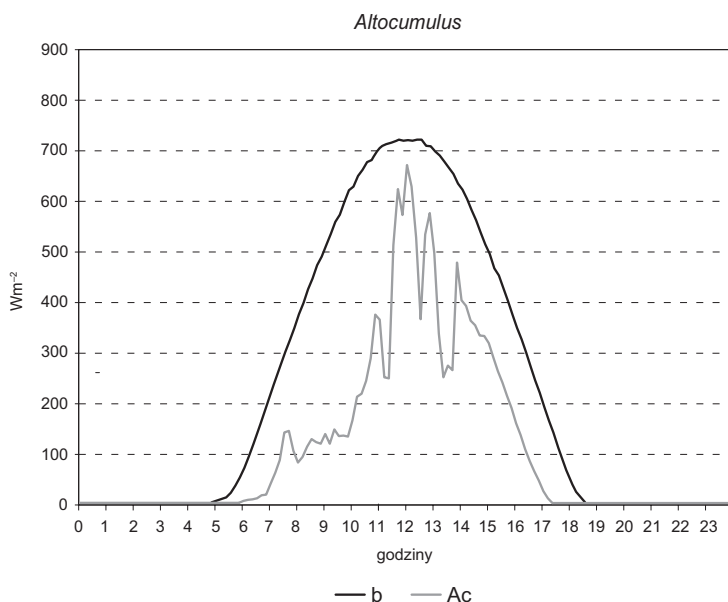
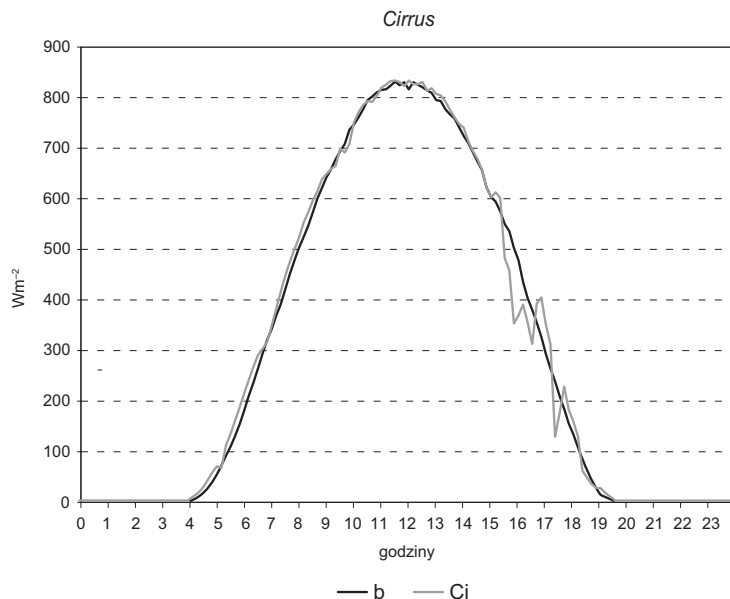
Chmury warstwowe, szczególnie niskie, zatrzymują najwięcej promieniowania, natomiast przy chmurach o budowie pionowej, gdy nie zasłaniają tarczy słonecznej, natężenie promieniowania całkowitego może być bardzo duże. Jednak w odniesieniu do wartości średnich są one niższe niż przy pogodzie bezchmurnej lub z chmurami wysokimi (tab. 26).

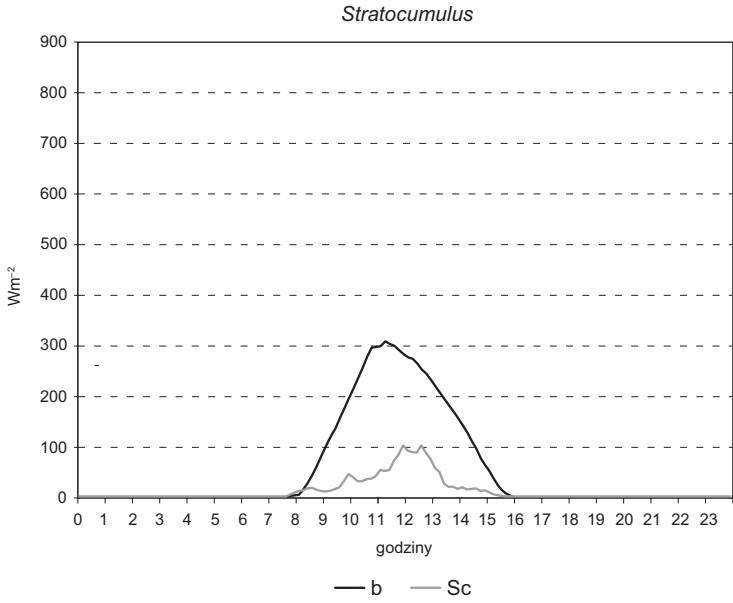
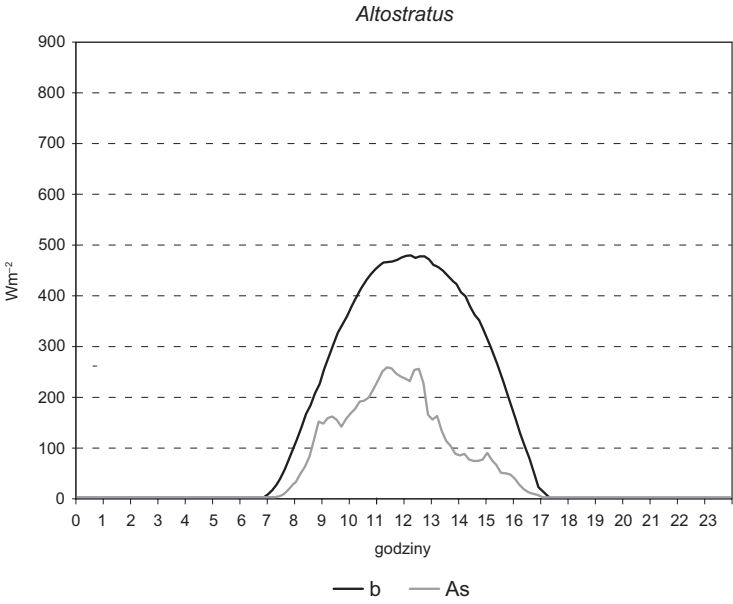
Wyniki pomiarów i obserwacji wykonywanych w Krakowie potwierdziły również niezwykle ważną właściwość chmur *Cirrus*, opisywaną wcześniej przez wielu autorów (Vowinckel, Orvig 1962; Chełchowski 1970; Abakumova i in. 1989; Anikin, Šukurov 1989). Obecność tych chmur w atmosferze powoduje, iż udział promieniowania rozproszonego jest tak duży, że natężenie promieniowania całkowitego jest większe niż w czasie pogody bezchmurnej. W Krakowie największe średnie godzinne natężenie promieniowania całkowitego występuje właśnie wtedy, gdy na niebie znajdują się chmury piętra wysokiego, głównie *Cirrus*, i Słońce jest najwyżej nad horyzontem (tab. 26).

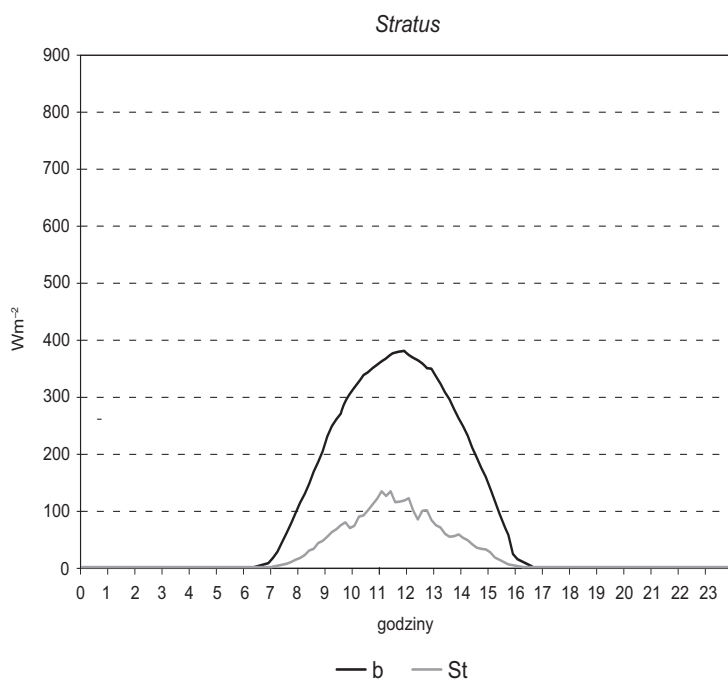
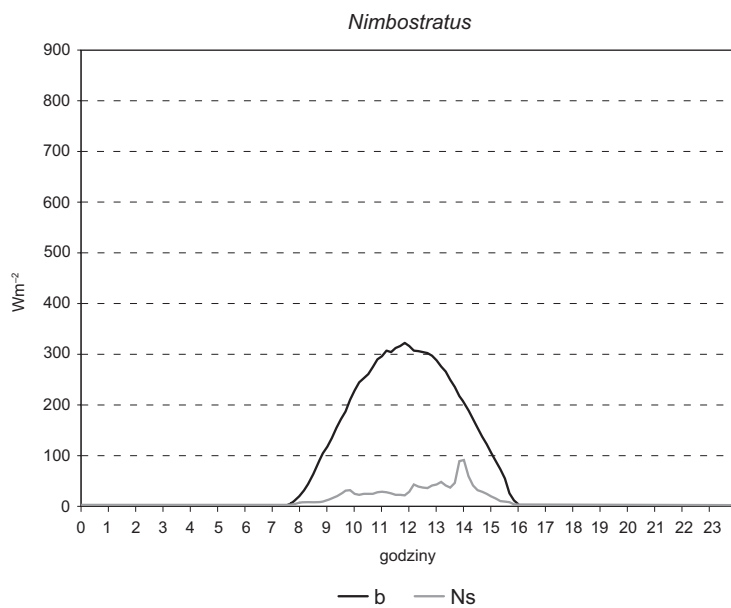
Dobłą ilustracją zróżnicowania natężenia promieniowania całkowitego w zależności od składu rodzajowego chmur jest porównanie przebiegu dobowego natężenia promieniowania całkowitego w dniu bezchmurnym i w dniu z pokryciem nieba przez jeden rodzaj chmur (ryc. 50). Taką metodę zastosowano w innych opracowaniach (Kuchinke, Nunez 1999; Estupiñán, Raman 1996; Robinson 1977, Podstawczyńska 2007), w których założono, że w dniu bezchmurnym panują warunki zbliżone do idealnych. W celu zapewnienia porównywalności warunków astronomicznych (długość dnia i wysokość Słońca nad horyzontem) dobrano dni tak, aby pochodziły z tego samego miesiąca. Najmniej przepuszczalne dla promieniowania słonecznego okazały się w Krakowie chmury *Nimbostratus*, co jest potwierdzeniem wyników otrzymanych przez K.N. Liou (1976). W dalszej kolejności słabą przepuszczalność wykazują chmury warstwowe *Stratus*, *Stratocumulus* oraz *Altostratus* (ryc. 51), podobnie jak u R.J. Lista

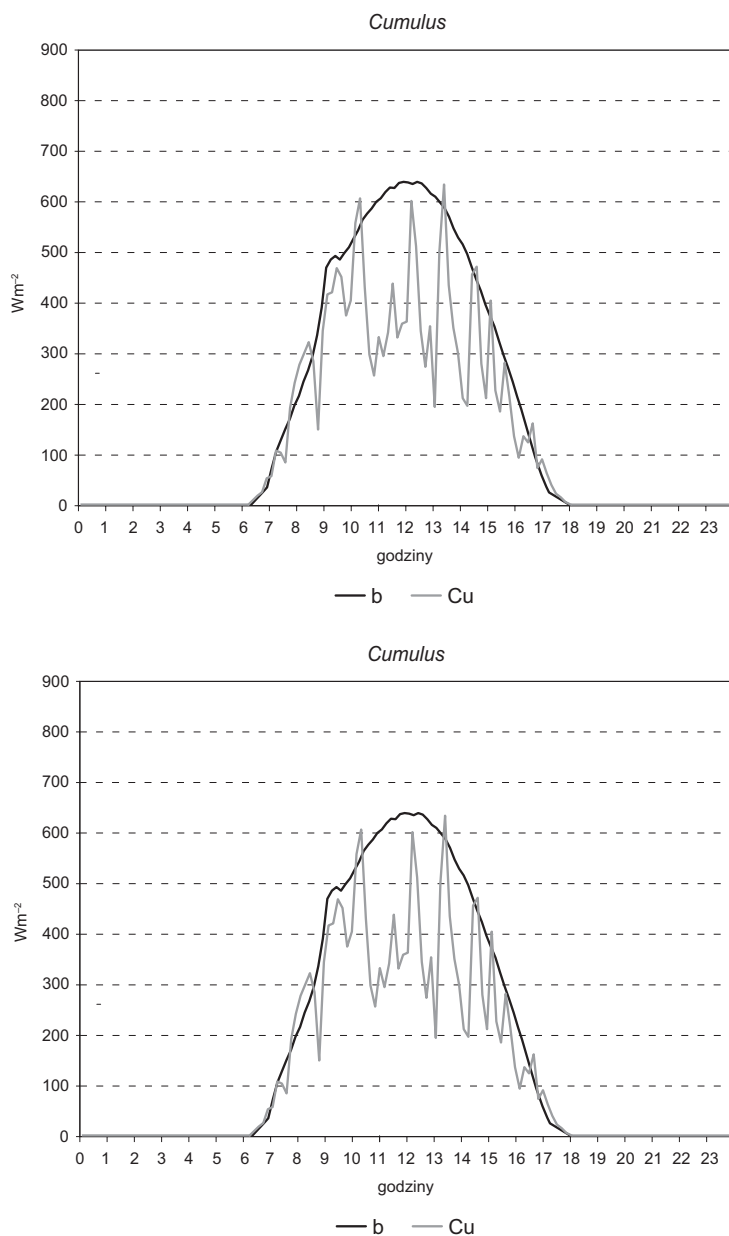
(1966) i H.G. Houghtona (1954). Obecność na niebie chmur o budowie pionowej: *Cumulus*, *Cumulonimbus*, a także *Alto cumulus*, jeśli nie zasłaniają one tarczy słonecznej, prowadzi do wysokich wartości promieniowania całkowitego.

Jeśli chmura kłębiasta zakryje Słońce, następują wielkie spadki natężenia promieniowania, ze względu na jej dużą miąższość. Według K.N. Liou (1976) oraz D.W. Reynoldsa i in. (1975), *Cumulonimbus* (przy całkowitym zachmurzeniu) ma tylko 3% przepuszczalności, a *Cumulus* od 10 do 23% (Houghton 1954; London 1957).









Ryc. 51. Przebieg dobowy natężenia promieniowania całkowitego w dniu bezchmurnym i w dniu z pokryciem nieba przez poszczególne rodzaje chmur: a) *Cirrus* (22.05.2005) – bezchmurny (12.05.2006), b) *Altostratus* (29.09.2006) – bezchmurny (1.09.2005), c) *Altostratus* (13.02.2004) – bezchmurny (21.02.2004), d) *Stratocumulus* (8.12.2004) – bezchmurny (16.12.2005), e) *Nimbostratus* (18.01.2006) – bezchmurny (17.01.2005), f) *Stratus* (12.11.2004) – bezchmurny (1.11.2005), g) *Cumulus* (10.03.2005) – bezchmurny (6.03.2004), h) *Cumulonimbus* (27.09.2004) – bezchmurny (22.09.2005)

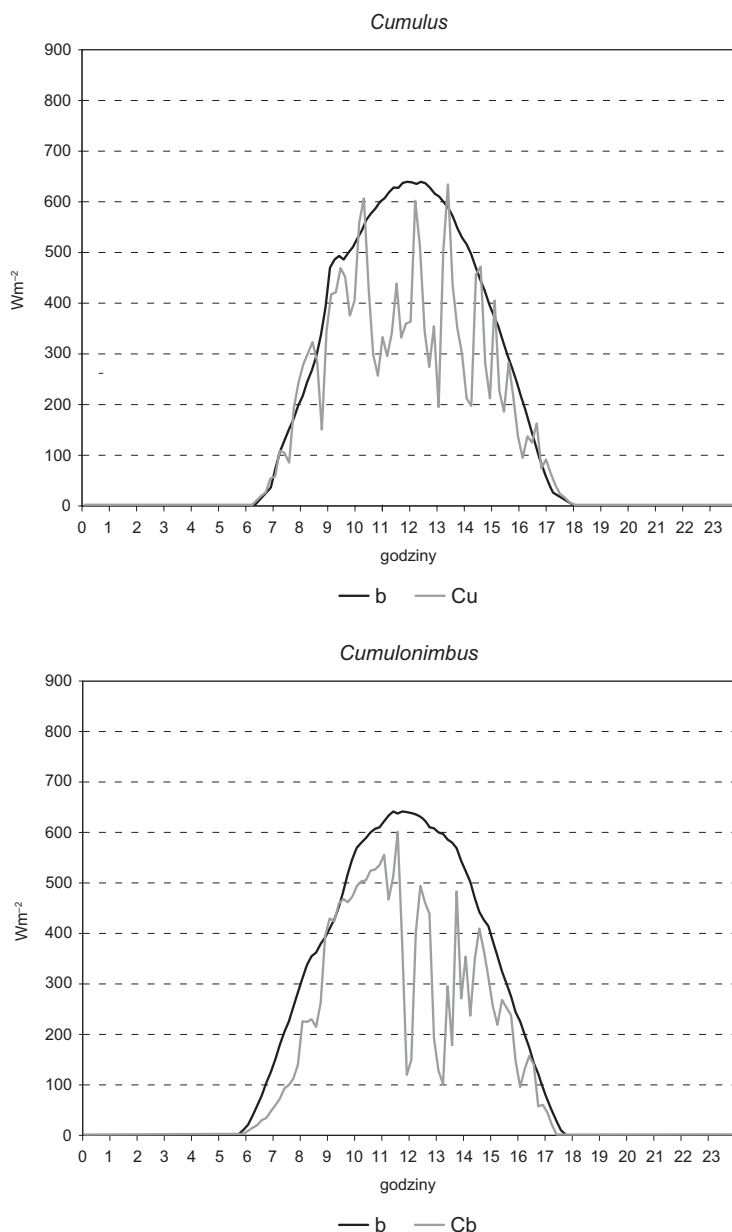


Fig. 51. Daily course of total solar radiation intensity on a cloudless day and on a day with the sky overcast by particular cloud genera: a) *Cirrus* (22/05/2005) – cloudless (12/05/2006), b) *Altostratus* (29/09/2006) – cloudless (1/09/2005), c) *Altostratus* (13/02/2004) – cloudless (21/02/2004), d) *Stratocumulus* (8/12/2004) – cloudless (16/12/2005), e) *Nimbostratus* (18/01/2006) – cloudless (17/01/2005), f) *Stratus* (12/11/2004) – cloudless (1/11/2005), g) *Cumulus* (10/03/2005) – cloudless (6/03/2004), h) *Cumulonimbus* (27/09/2004) – cloudless (22/09/2005)

Chwilowe podwyższenie wartości promieniowania całkowitego w stosunku do warunków bezchmurnego nieba jest możliwe dla chmur o budowie pionowej oraz pie-

rzastych. Powyższy efekt obserwuje się w Krakowie, gdy na niebie są chmury *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz dodatkowo mogą być *Alto cumulus*, *Strato cumulus*, *Cirrus*, *Cirrostratus*. Sytuacja taka występuje wtedy, gdy tarcza słoneczna nie jest przykryta chmurami i wiązka promieni bezpośrednich dociera bez przeszkód do powierzchni Ziemi, a dodatkowo od chmur znajdujących się w strefie okołosłonecznej dochodzi promieniowanie rozproszone. Aby wystąpił efekt lustrzany, na niebie muszą być silnie rozbudowane w pionie chmury i prawdopodobnie nie wystarczy sama obecność *Strato cumulus* lub *Alto cumulus*. Zauważono (Matuszko, Soroka 2009), że jeżeli tarcza słoneczna zostanie zasłonięta przez chmurę, natężenie promieniowania gwałtownie spada, gdy natomiast Słońce wychodzi zza chmur, promieniowanie staje się znowu bardzo silne. Przez kilka minut przed zasłonięciem i po zasłonięciu tarczy słonecznej przez chmury natężenie promieniowania staje się niezwykle intensywne. Zjawisko to, będące wynikiem dyfrakcji promieniowania na granicy chmury, można przyrównać do chwilowych błysków czy olśnień. J.L. Monteith (1977) tłumaczy bardzo wysokie wartości promieniowania całkowitego w okresach poprzedzających zajście Słońca za chmury i tuż po jego ponownym wyjściu zza chmur silnym rozpraszaniem promieniowania przez kropelki wody leżące na granicy chmury. Według P.J. Robinsona (1977), w bocznych częściach chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* jest mniejsza koncentracja kropelek wody i proces rozpraszania oraz odbicia dominuje nad procesem pochłaniania promieniowania słonecznego (ang. *the silver lining effect*). C. Kuchinke i M. Nunez (1999) porównują oświetlone krawędzie chmur do soczewek, które kierują promienie słoneczne do powierzchni Ziemi.

Zatem zjawisko podwyższania natężenia promieniowania całkowitego w stosunku do wartości notowanych przy bezchmurnym niebie jest wywołane procesami odbicia i ugięcia oraz silnego rozpraszania promieniowania w kierunku powierzchni Ziemi, zachodzących głównie w bocznych częściach chmur konwekcyjnych i na ich krawędziach oświetlonych przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne.

Potwierdzeniem zróżnicowania natężenia promieniowania całkowitego w zależności od rodzajów chmur są wyniki transmisji globalnej promieniowania słonecznego (stosunek promieniowania słonecznego zmierzonego na płaszczyźnie poziomej przy powierzchni Ziemi do wartości na górnej granicy atmosfery) w dniu bezchmurnym i w dniu z poszczególnymi rodzajami chmur (tab. 28). Na podstawie porównania transmisji w wybranych dniach (bezchmurnym i z chmurą) można wnioskować, że promieniowanie słoneczne jest najbardziej osłabiane przez chmury *Nimbostratus* i *Strato cumulus*, a w dalszej kolejności *Stratus*, *Altostratus*, *Alto cumulus* i *Cumulus* (tab. 28). Największą transmisją cechują się chmury *Cirrus*. Obecność *Cumulonimbusa*, zakrywającego tarczę słoneczną, jest małą przeszkodą w dopływie promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi, przy całkowitym zaś pokryciu nieba przez tę chmurę przepuszczalność jest bardzo mała (poniżej 6%).

Należy pamiętać, że na wielkość transmisji globalnej promieniowania słonecznego wpływ ma nie tylko zachmurzenie, lecz także zawartość pary wodnej, aerozole i inne nie w pełni jeszcze poznane czynniki. Z tego względu przedstawione wyniki określają zależności z pewnym przybliżeniem, gdyż są obarczone błędem wynikającym z obiektywnych trudności w metodyce pomiarów i obserwacji analizowanych elementów. Dobre par dni – bezchmurnego i z wybranym rodzajem chmur – z tego samego miesiąca gwarantuje w możliwie najlepszy sposób podobne warunki meteorologiczne. Idealnie byłoby, gdyby po dniu bezchmurnym następował dzień z jednym wybranym rodzajem

chmur, co pozwalałoby przypuszczać, że przezroczystość atmosfery w tych dniach jest podobna. W badanym okresie nigdy nie zdarzyła się taka sytuacja.

Tabela 28. Porównanie transmisji globalnej promieniowania słonecznego (T) w dniu bezchmurnym (B) i w dniu z wybranym rodzajem chmury: R (różnica transmisji w dniu bezchmurnym i z chmurą), S (stosunek transmisji w dniu z chmurą do transmisji w dniu bezchmurnym) w Krakowie (2004–2007)

Table 28. A comparison of global transmission of solar radiation (T) on a cloudless day (B) and on days with selected cloud genus: R (differences in transmission on a clear day and on a day with clouds), S (relation of transmission on an overcast day and on a clear one) in Krakow (2004–2007)

Dzień	Data	T	R	S [%]
B	22.09.2005	0,7		
<i>Cumulonimbus</i>	27.09.2004	0,5	0,2	71,4
B	17.01.2005	0,6		
<i>Nimbostratus</i>	18.01.2006	0,1	0,5	16,7
B	21.02.2004	0,7		
<i>Altostratus</i>	13.02.2004	0,3	0,4	42,8
B	16.12.2004	0,6		
<i>Stratocumulus</i>	8.12.2004	0,1	0,5	16,7
B	1.11.2005	0,6		
<i>Stratus</i>	12.11.2004	0,2	0,4	33,3
B	6.03.2004	0,8		
<i>Cumulus</i>	10.03.2005	0,5	0,3	62,5
B	1.09.2005	0,7		
<i>Alto cumulus</i>	29.09.2006	0,4	0,3	57,1
B	12.05.2006	0,7		
<i>Cirrus</i>	22.05.2005	0,6	0,1	85,7

Obserwacje zmian natężenia promieniowania całkowitego pod wpływem poszczególnych rodzajów chmur wykonane w Krakowie w miesiącach o najdłuższych dniach i największej wysokości Słońca nad horyzontem (maj, czerwiec) wykazały, że: przy pokryciu tarczy słonecznej przez chmury *Cirrus spissatus* chwilowe spadki wynosiły około 100 Wm^{-2} , *Cirrostratus fibratus* $150\text{--}300 \text{ Wm}^{-2}$, *Cumulus humilis* $200\text{--}300 \text{ Wm}^{-2}$, *Cumulus mediocris* 450 Wm^{-2} , *Cumulus congestus* 600 Wm^{-2} , *Cumulus* i *Stratocumulus* 600 Wm^{-2} , *Alto cumulus* i *Cumulus* 750 Wm^{-2} i maksymalnie przy chmurze *Cumulonimbus* – ponad 800 Wm^{-2} .

O wielkości podwyższania promieniowania słonecznego, przy równoczesnym występowaniu *Cumulus* z innymi chmurami, np. *Alto cumulus* lub *Stratocumulus*, decyduje głównie udział *Cumulus* w ogólnym zachmurzeniu, ponieważ – jak wcześniej wspomniano – przy tym rodzaju chmur najczęściej dochodzi do efektu lustrzanego.

Ciekawy przypadek bardzo dużego chwilowego spadku natężenia promieniowania całkowitego, poprzedzonego wzrostem w stosunku do wartości notowanych przy niebie bezchmurnym, zaobserwowano w Gorzowie Wielkopolskim (Matuszko, Soroka

2009). 14 czerwca 2008 roku o godzinie 10.52 tarcza słoneczna nie była zachmurzona, choć niebo było pokryte w 6/8 chmurami *Cumulonimbus*, *Cumulus* i *Alto cumulus*. Zanotowano wówczas natężenie promieniowania o wartości równej 1126 Wm^{-2} . Nastąpiło zatem podwyższenie wartości promieniowania całkowitego o około 260 Wm^{-2} w stosunku do natężenia mierzonego przy niebie bezchmurnym. Pół godziny później, gdy *Cumulonimbus* zasłonił prawie całe niebo (7/8 zachmurzenia) i tarczę słoneczną oraz wystąpił przelotny opad deszczu, natężenie promieniowania spadło do 65 Wm^{-2} .

Duże osłabienie promieniowania w stosunku do wartości rejestrowanych przy niebie bezchmurnym powoduje także obecność chmury *Nimbostratus*. W dniach, w których przez cały czas obserwacji na niebie była ta chmura, maksymalne natężenie promieniowania wahało się od 80 do 120 Wm^{-2} , podczas gdy w dniu bezchmurnym wyniosłoby ponad 800 Wm^{-2} . Można więc sądzić, że tłumienie promieniowania przez ten rodzaj chmury wynosi około 700 Wm^{-2} .

Bardzo duży zakres wahań osłabienia promieniowania całkowitego zaznacza się przy występowaniu chmury *Stratocumulus*. Zaobserwowano (Matuszko, Soroka 2009), że przy całkowitym pokryciu nieba przez ten rodzaj chmur natężenie wynosiło od 35 do 350 Wm^{-2} , lecz nie wiadomo, jakie chmury znajdujące się powyżej były zasłonięte. W maju, przy zachmurzeniu 7/8 *Stratocumulus*, natężenie promieniowania zmieniło się w zakresie 370 – 820 Wm^{-2} , sporadycznie zaś w Gorzowie Wielkopolskim zdarzają się przypadki, że *Stratocumulus* wpływał na podwyższenie promieniowania. Taka sytuacja miała miejsce np. w czerwcu 2008 przy 1/8 *Stratocumulus castellanus* i 1/8 *Alto cumulus perlucidus*. Wówczas natężenie promieniowania całkowitego wzrosło do 1020 Wm^{-2} .

Ciekawy rozkład dzienny promieniowania całkowitego zaobserwowano w Krakowie 17 maja 2007 roku (ryc. 52). Rano było bezchmurnie, około godz. 9.00 rozwinęły się chmury *Cumulus*, ale ponieważ nie zasłaniały tarczy słonecznej, promieniowanie całkowite szybko rosło i o godz. 10.50 osiągnęło wartość 975 Wm^{-2} , chwilę później chmura *Cumulus* przykryła Słońce i o godz. 11.00 promieniowanie spadło do 395 Wm^{-2} . Po przejściu tej chmury o godz. 11.10 promieniowanie wzrosło do 1038 Wm^{-2} , a następnie zwiększyło się pokrycie nieba chmurami, pojawiły się chmury *Stratocumulus*, o godz. 12.00 już całkowicie pokrywały niebo, a promieniowanie spadło do 607 Wm^{-2} . Jak wcześniej wspomniano, tuż przed zasłonięciem tarczy słonecznej i zaraz po jej odkryciu natężenie promieniowania osiąga bardzo wysokie wartości. Z przeprowadzonych obserwacji wynika (Matuszko, Soroka 2009), że *Stratocumulus* średnio osłabia natężenie promieniowania o co najmniej 400 Wm^{-2} .

W zimie przy niskich wysokościach Słońca nad horyzontem różnice między maksymalnym natężeniem promieniowania całkowitego a średnim są znacznie mniejsze (nie przekraczają 200 Wm^{-2}), czego powodem może być również mniejsza o tej porze roku częstość występowania chmur konwekcyjnych. W chłodnej części roku trudniej niż w lecie ocenić rolę zachmurzenia w dopływie promieniowania do powierzchni Ziemi, ze względu na małe wartości promieniowania, które w południe przy niebie bezchmurnym wynoszą średnio około 300 Wm^{-2} .

Znamienne jest również równomierne zmniejszanie się minimalnych wartości promieniowania przy całkowitym zachmurzeniu oraz stabilny dopływ promieniowania słonecznego przy tym samym typie chmur (warstwowym).

Wyniki badań w Łodzi (Podstawczyńska 2007), podobnie jak w Krakowie, wykazały, że najwyższe wartości natężenia promieniowania całkowitego (powyżej 1000

Wm^{-2}) wystąpiły wyłącznie w warunkach zachmurzenia konwekcyjnego, a najczęściej notowane były wówczas chmury *Cumulus mediocris* (65% przypadków). W Łodzi najdłuższy czas rejestracji natężenia promieniowania powyżej 1000 Wm^{-2} wystąpił w godzinach przedpołudniowych (od 10.40 do 11.30) i trwał około 40 minut. Promieniowanie o tak wysokim natężeniu trwało w Krakowie najdłużej 20 minut i zdarzyło się dwukrotnie około południa (7 czerwca 2006 i 18 maja 2007). Wyniki badań wykonywanych w Północnej Karolinie (Estupiñán, Raman 1996) potwierdziły, iż promieniowanie całkowite osiągało najwyższe wartości, gdy chmury *Cumulus* przechodziły koło zenitu i równocześnie Słońce było najwyżej nad horyzontem. Według Estupiñána i Ramana (1996) decydującą rolę odgrywała obecność chmur o budowie pionowej. Z tego względu prawdopodobnie samodzielnie występujące chmury *Stratocumulus* nie powodują takiego skutku, gdyż ich wymiary pionowe są zbyt małe.

W Krakowie w dniach o maksymalnym natężeniu promieniowania całkowitego (powyżej 1000 Wm^{-2}) na wykresach przebiegu dziennego (ryc. 52 wraz z tabelkami) dobrze widoczne są spadki i wzrosty wartości promieniowania pod wpływem zmian zachmurzenia. Kształt krzywej natężenia promieniowania odzwierciedla charakter zachmurzenia w ciągu dnia. Duże wahania natężenia promieniowania całkowitego, zaburzające naturalny bieg dzienny wskazują na rozwój konwekcji od godzin rannych (ryc. 52a, c, d, e, j) i tworzenie się kolejno chmur *Cumulus* różnych gatunków (*humilis*, *fractus*, *mediocris*, *congestus*)¹, aż do powstania *Cumulonimbusa* po południu. Wyniki badań P.J. Robinsona (1977) potwierdzają, iż wielkość promieniowania rozproszonego zmienia się wraz z rozwojem chmur konwekcyjnych oraz jest różna od strony nasłonecznionej chmury bądź zacienionej.

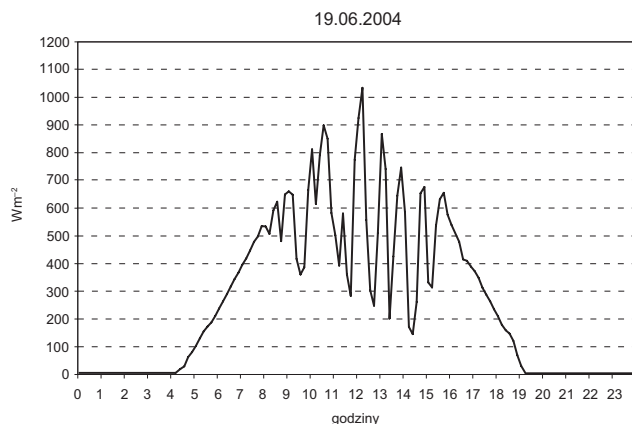
W zależności od tego, czy bezpośrednia wiązka promieniowania jest zasłonięta przez chmurę czy nie, natężenie promieniowania gwałtownie spada i ponownie rośnie. Jeżeli *Cumulus* jest cienki (*fractus* lub *humilis*), wahania wynoszą około 200 Wm^{-2} , natomiast przy przejściu przez tarczę Słońca silnie rozbudowanych chmur (*Cumulus congestus* lub *Cumulonimbus*) dochodzą do 800 Wm^{-2} . W godzinach przedpołudniowych krzywa przebiegu promieniowania jest rosnąca i regularna, natomiast pod wieczór malejąca i nierówna. Nieregularny przebieg promieniowania jest związany z przysłanianiem tarczy słonecznej przez chmury *Stratocumulus* i *Altostratus stratiformis perlucidus* i *translucidus*. Równoczesne pojawianie się na niebie kilku rodzajów chmur (*Cumulus*, *Stratocumulus*, *Altostratus*, *Cirrus*, *Cirrocumulus*) w różnych piętrach wysokościowych (ryc. 52c, e, g, i, j, l) powoduje zaburzony rozkład promieniowania w ciągu dnia, lecz mniejszy zakres wahań wartości natężenia promieniowania całkowitego niż przy wyłącznej obecności *Cumulus* lub *Cumulonimbus*.

W ciągu dnia chwilowy zakres zmian osłabienia promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur jest bardzo duży: od 30 Wm^{-2} przy chmurach *Cirrus* i *Cirrostratus* do prawie 900 Wm^{-2} przy *Cumulonimbus*. W wielu przypadkach o natężeniu promieniowania całkowitego decyduje nie tylko rodzaj chmury, lecz także jej gatunek, a nawet odmiana, największe kontrasty zaznaczają się przy odmianach *translucidus* i *opacus* oraz gatunkach *calvus* i *capillatus*, *humilis* i *congestus*, *fibratus* i *spissatus* oraz *stratiformis* i *castellanus*². W dniach z chmurą *Stratus* (8/8) różnice w natężeniu promieniowania są bardzo duże ze względu na różną miąższość tej chmury lub – a może przede wszystkim – z powodu obecności chmur leżących wyżej, które są

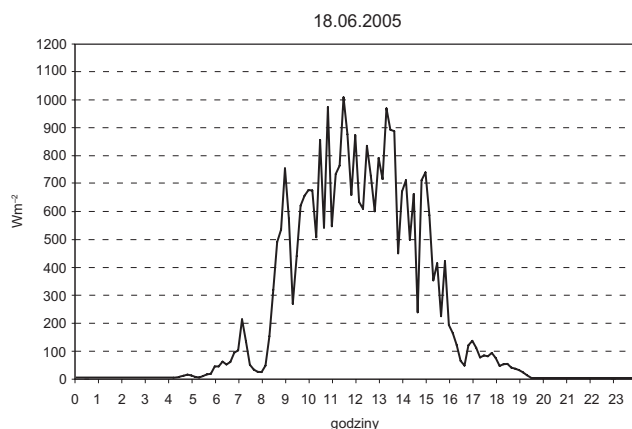
¹ Zob. Gatunki i odmiany chmur s. 230–234.

² Zob. Gatunki i odmiany chmur s. 230–234.

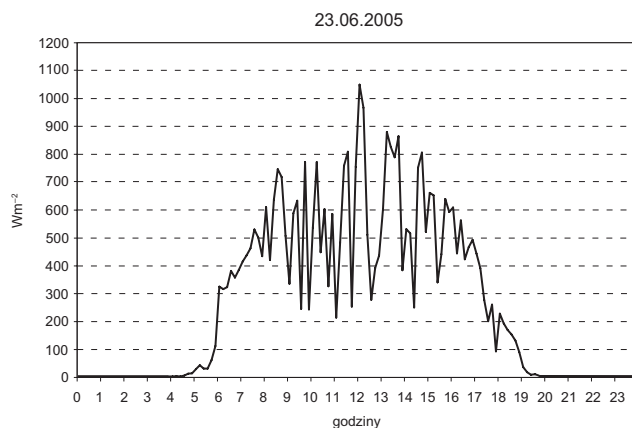
niewidoczne ze stacji naziemnej. Gdy występują chmury *Cirrus* i *Cirrostratus*, bardzo istotne jest wzniesienie Słońca nad horyzontem; przy niskim położeniu Słońca chmury te w znacznym stopniu ograniczają promieniowanie.



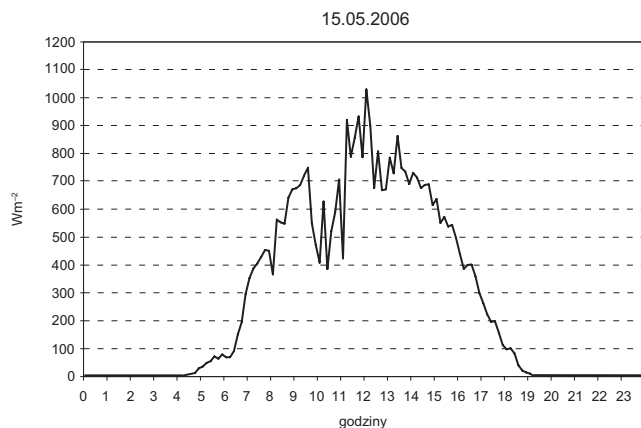
Dzień 19.06.2004		
G	Z	Rodzaje
7	1	Ac
10	6	Cu hum con Ac tr Ci fib
13	5	Sc str Cu med fra Ci fib
16	2	Cu hum fra Ac un Ci fib
19	3	Cb inc Cu Ac flo



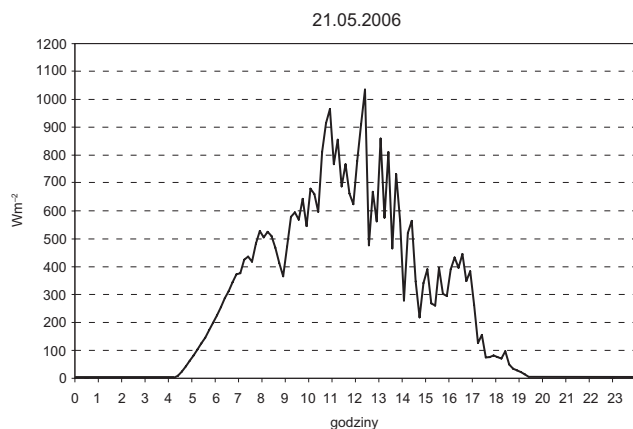
Dzień 18.06.2005		
G	Z	Rodzaje
7	7	Sc str op Cu fra
10	5	Cu med
13	3	Cu med hum
16	7	Sc str mam Cu hum
19	7	Sc str un



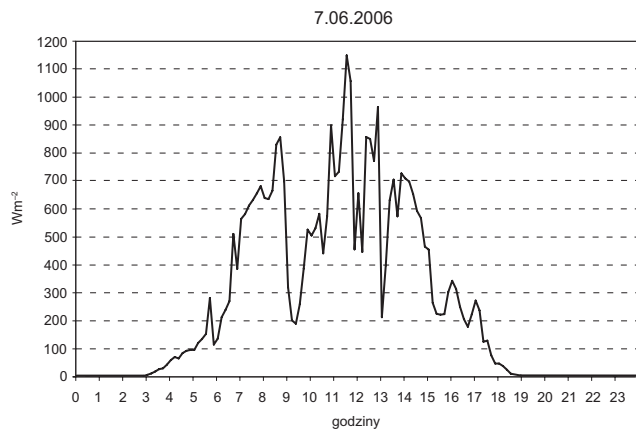
Dzień 23.06.2005		
G	Z	Rodzaje
7	2	Cu hum med
10	5	Cu med.
13	4	Cu med.
16	3	Cu hum
19	2	Sc ves Ac flo



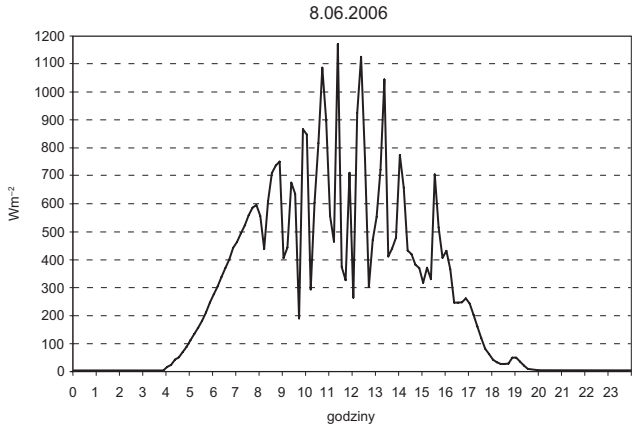
Dzień 15.05.2006		
G	Z	Rodzaje
7	1	<i>Sc str</i>
10	6	<i>Sc str</i>
13	6	<i>Cu hum fra Cs fib Ci fib</i>
16	5	<i>Cu fra Ci fib</i>
19	6	<i>Ci fib Cs fib</i>



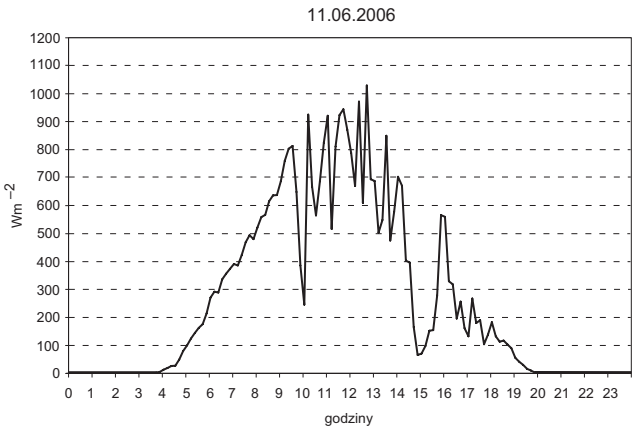
Dzień 21.05.2006		
G	Z	Rodzaje
7	3	<i>Ci fib spi</i>
10	6	<i>Cu hum Ci fib spi</i>
13	6	<i>Sc str Cu hum med Ac len Ci fib</i>
16	4	<i>Sc cugen Cu hum Ac len</i>
19	3	<i>Sc str Ac tr</i>



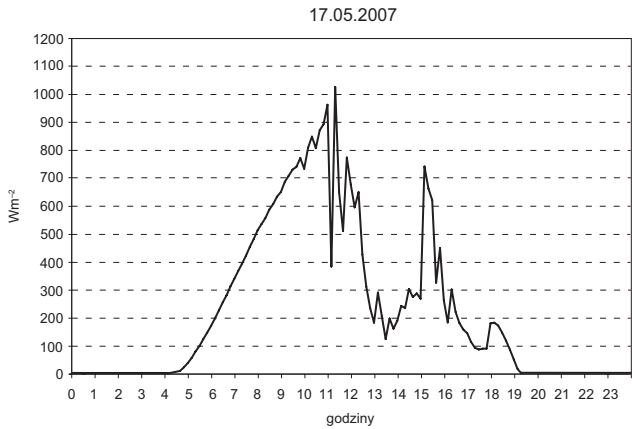
Dzień 7.06.2006		
G	Z	Rodzaje
7	6	<i>Cu fra med. Ac str pe</i>
10	7	<i>Sc op Ac</i>
13	6	<i>Sc Cu fra med Ac flo tr Ci fib</i>
16	6	<i>Cu fra hum med Cs fib Ci flo</i>
19	6	<i>Sc tr pe Cu fra med Cs fib Ci fib Cc flo</i>



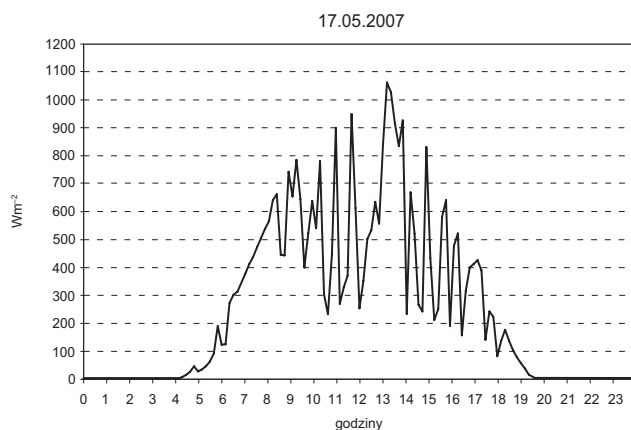
Dzień 08.06.2006		
G	Z	Rodzaje
7	1	Ac
10	6	Cu Sc
13	7	Sc Cu Ac
16	7	Sc Cu Ac
19	7	Sc Cu Ac



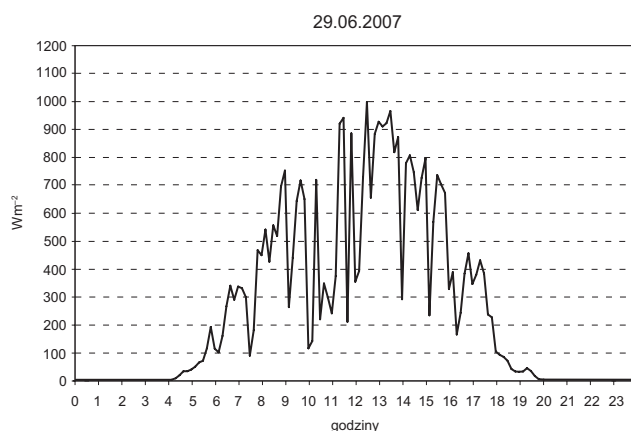
Dzień 11.06.2006		
G	Z	Rodzaje
7	1	Ac
10	6	Cu Ac
13	6	Cu Ac Ci
16	5	Cu Cb Sc Ac Ci
19	2	Sc ves Ac



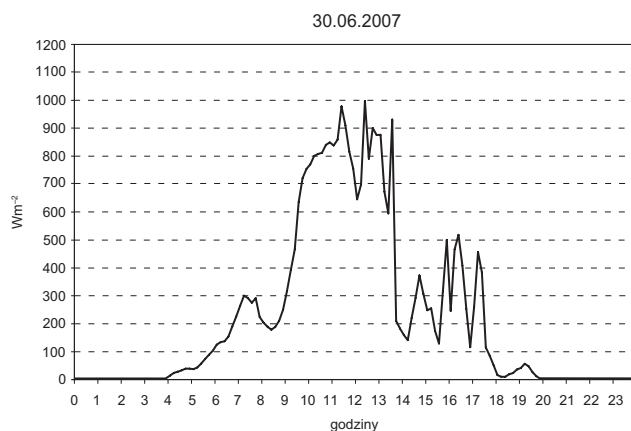
Dzień 17.05.2007		
G	Z	Rodzaje
7	0	
10	1	Cu
13	8	Sc
16	7	Sc Cu Ac
19	2	Ac



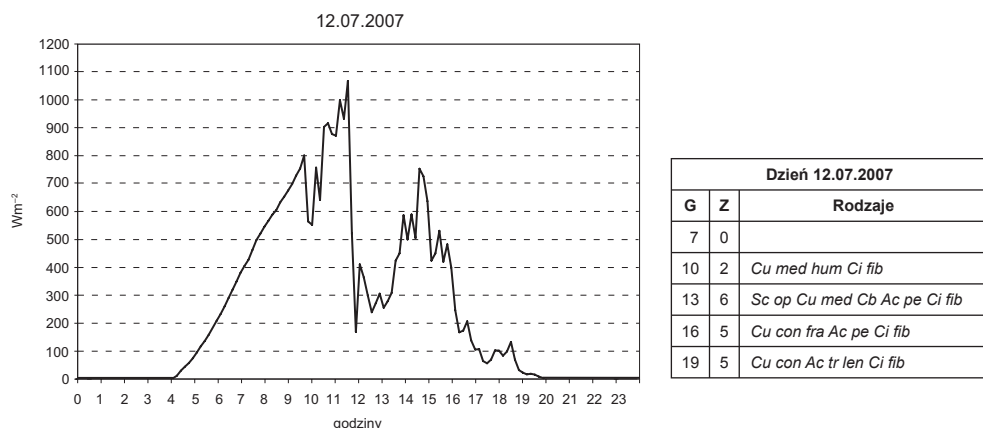
Dzień 18.05.2007		
G	Z	Rodzaje
7	1	<i>Ac tr</i>
10	5	<i>Cu med Ci fib</i>
13	4	<i>Cu med</i>
16	3	<i>Cu</i>
19	2	<i>Sc Ac</i>



Dzień 29.06.2007		
G	Z	Rodzaje
7	7	<i>Cu fra con Ac str pe</i>
10	6	<i>Cu fra med con Cb Ac tr</i>
13	4	<i>Cu fra med Ac</i>
16	4	<i>Sc Cu med</i>
19	5	<i>Cu Sc Ac pe Cc</i>



Dzień 30.06.2007		
G	Z	Rodzaje
7	7	<i>Cc flo Cs</i>
10	2	<i>Ac Ci spi</i>
13	3	<i>Sc Cu fra med</i>
16	7	<i>Sc Cu con Ac Ci</i>
19	7	<i>Cb Sc Ci fib Cc</i>



Ryc. 52. Przebieg dobowy natężenia promieniowania całkowitego w dniach z wartością powyżej 1000 Wm^{-2} w Krakowie (2004–2007), zachmurzenie Z (w oktantach) w godzinach (G): 7.00, 10.00, 13.00, 16.00, 19.00 według czasu UTC +1

Fig. 52. Daily course of total solar radiation intensity on days with over 1000 Wm^{-2} in Krakow (2004–2007), cloudiness Z (in octas) at (G): 7.00 a.m., 10.00 a.m., 1.00 p.m., 4.00 a.m., 7.00 p.m. UTC +1

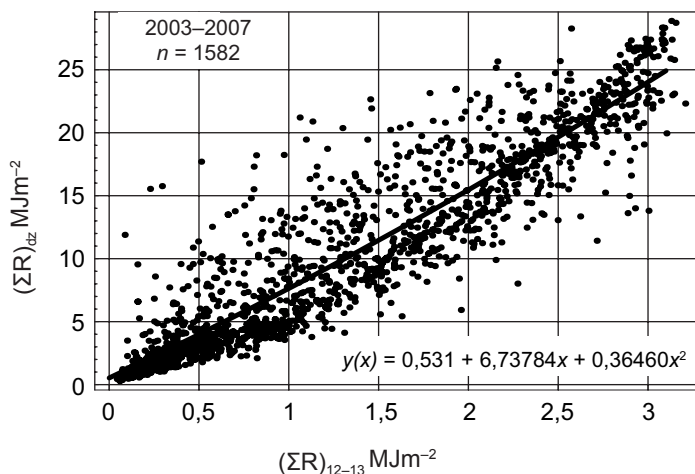
Według K.J. Kondratiewa (1965), przy zmieniającej się wysokości Słońca od 5° do 50° , transmisja promieniowania słonecznego przez chmury *Cirrus* rośnie od 2 do 44%.

Należy pamiętać, że nie zawsze można określić wpływ pojedynczych rodzajów chmur na natężenie promieniowania słonecznego, ponieważ na niebie często widocznych jest równocześnie kilka ich rodzajów (rozdział 4.2), a dodatkowo niektóre chmury, np. *Cirrocumulus*, występują bardzo rzadko (3%) i na ogół niesamodzielnie.

8.3. NATĘŻENIE PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO W POŁUDNIE A CAŁODZIENNA ENERGIA PROMIENIOWANIA

W poprzednich rozdziałach rozpatrywano zależności usłonecznienia i natężenia promieniowania całkowitego od wielkości zachmurzenia i poszczególnych rodzajów chmur, analizując przede wszystkim wyniki obserwacji i pomiarów z terminu południowego. Uzasadnienie wyboru danych z tego terminu zostało wyjaśnione w rozdziale 2.5. Obecnie należy zastanowić się nad tym, czy prawidłowości dotyczące relacji między zachmurzeniem a czasem trwania i natężeniem promieniowania słonecznego, stwierdzone dla jednej godziny, można odnosić do całego dnia. W tym celu oceniono, jak energia słoneczna, która dociera do powierzchni Ziemi w godzinach okołopołudniowych, wpływa na sumę dzienną promieniowania.

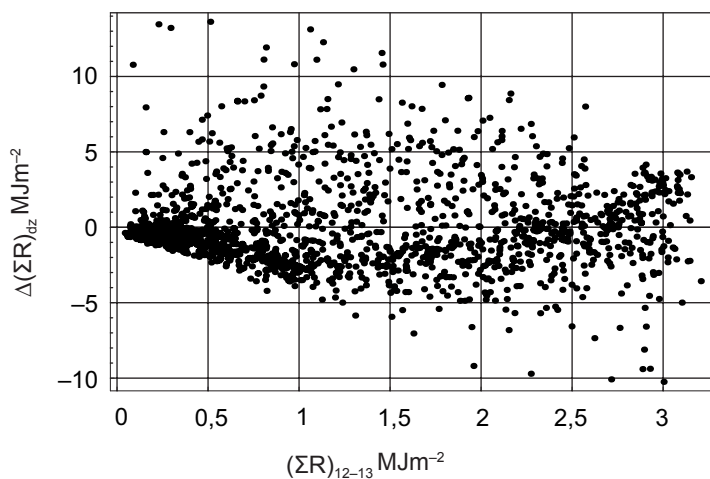
Na podstawie godzinowych średnich wartości natężenia promieniowania całkowitego z lat 2003–2007 została ustalona zależność między dzienną energią promieniowania (y) a energią w godzinach 12.00–13.00 (x) w postaci równania $y = a_0 + a_1x + a_2x^2$ (ryc. 53). Zmienność sum dziennych promieniowania może być w 86% wyjaśniona zmiennością sum godzinowych ($R^2 = 86\%$). Wartości współczynników regresji do szacowania sum dziennych całkowitego promieniowania słonecznego wynoszą odpowiednio: $a_0 = 0,531$, $a_1 = 6,73784$ i $a_2 = 0,36460$. Błąd modelu s wynosi $2,89 \text{ MJm}^{-2}$.



Ryc. 53. Zależność sum dziennych $(\Sigma R)_{dz}$ promieniowania całkowitego od sumy godzinnej $(\Sigma R)_{12-13}$ na podstawie danych z Krakowa (lata 2003–2007, termin południowy)

Fig. 53. Daily sums $(\Sigma R)_{dz}$ of total radiation depending on the hourly total $(\Sigma R)_{12-13}$ on the basis of data for Krakow (2003–2007, midday)

Na rycinie 54 przedstawiono różnice między zmierzonymi a obliczonymi wartościami sum dziennych promieniowania całkowitego (wykres reszt modelu). Chaotyczne rozmieszczenie punktów świadczy o dobrym dopasowaniu modelu do zmierzonych rzeczywistych wartości. Pojedyncze, oddalone od skupiska punkty wynikają z błędów metodycznych w pomiarze lub rejestracji wartości natężenia promieniowania.



Ryc. 54. Różnice między zmierzonymi a obliczonymi wartościami sum dziennych $(\Sigma R)_{dz}$ promieniowania całkowitego w Krakowie (lata 2003–2007, termin południowy) w zależności od sumy godzinnej $(\Sigma R)_{12-13}$

Fig. 54. Differences between the measured and calculated values of daily sums $(\Sigma R)_{dz}$ of total radiation in Krakow (2003–2007, midday) depending on the hourly total $(\Sigma R)_{12-13}$

9. ZALEŻNOŚĆ NATĘŻENIA CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO OD USŁONECZNIECIA

Uzupełnieniem analizy wpływu wielkości i rodzajów chmur na natężenie promieniowania całkowitego, ze względu na jakościowy charakter danych nefologicznych, jest określenie zależności promieniowania całkowitego od usłonecznienia. W przeciwieństwie do zachmurzenia są to wielkości mieralne, dlatego związek między nimi można jednoznacznie określić liczbowo. Pomiar usłonecznienia i natężenia promieniowania całkowitego odbywa się przy użyciu przyrządów, z tego względu zarejestrowane wartości są bardziej obiektywne niż w przypadku zachmurzenia, które jest obserwowane wizualnie.

Z opracowania J. Kossowskiego i B. Łykowskiego (2007) wynika, że przy szacowaniu sum dziennych promieniowania słonecznego lepiej jest korzystać z równań określających zależności tych sum od wielkości usłonecznienia niż stopnia zachmurzenia, przy czym do opisu tych zależności (a zwłaszcza wyznaczanych na podstawie danych dobowych) lepiej jest stosować wielomian niż równanie liniowe. Zatem, z pewnym uproszczeniem, charakterystyka zależności promieniowania całkowitego od usłonecznienia stanowi uzupełnienie relacji między zachmurzeniem a promieniowaniem słonecznym. Z analizy zawartej w rozdziałach 6 i 7 wynika, że wielkość usłonecznienia w danym dniu determinowana jest przez stopień pokrycia nieba chmurami i ich rodzaje, czyli pośrednio na podstawie zależności natężenia promieniowania całkowitego od usłonecznienia można wnioskować o wpływie zachmurzenia na promieniowanie słoneczne. Mimo że usłonecznienie określa tylko czas dopływu promieniowania słonecznego, to jednak dostarcza ono także pewnych danych o wielkości całkowitej energii słonecznej dochodzącej w ciągu dnia do powierzchni Ziemi (Słomka 1957). W wielu opracowaniach klimatologicznych wykorzystywano statystyczną zależność między usłonecznieniem a promieniowaniem słonecznym (m.in. Ukrainev 1939; Kuczmar-ska, Paszyński 1964a, 1964b; Borzenkova 1965; Kuczmar-ska 1970; Paszyński, Rojan 1991; Tomlain 1979). Do obliczania sum promieniowania całkowitego stosowano najczęściej wzór Blacka (1956):

$$\downarrow K = \downarrow K_0(a + b s/s_0)$$

gdzie:

$\downarrow K$ – suma dobową całkowitego promieniowania słonecznego w MJm^{-2}

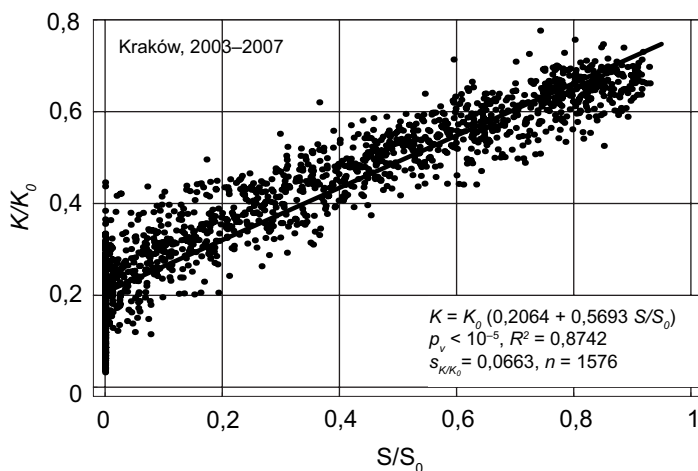
$\downarrow K_0$ – suma dobową całkowitego promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery w MJm^{-2}

s/s_0 – usłonecznienie względne;

a i **b** – współczynniki regresji.

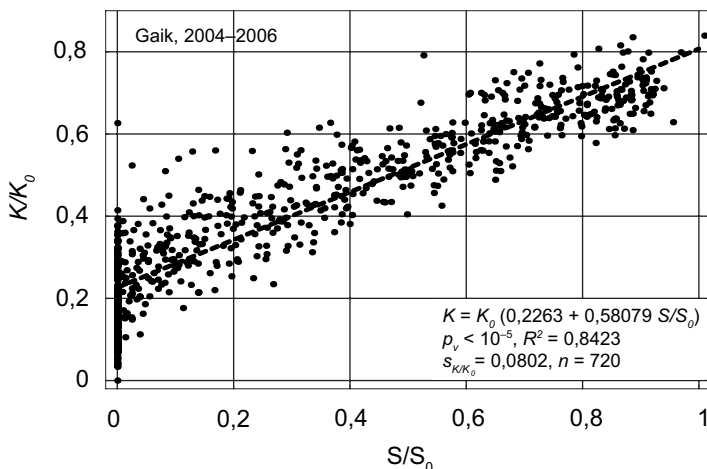
Do warunków Polski wzór ten został zaadaptowany przez J. Podogrockiego (1978), który wyznaczył współczynniki regresji ($a = 0,209$, $b = 0,565$) uśrednione dla wszystkich miesięcy i całego obszaru Polski na podstawie analizy danych pochodzących z sześciu stacji meteorologicznych. Zdaniem J. Podogrockiego (1978) i innych autorów (Kuczmarska 1970; Podstawczyńska 2007), z powodu zróżnicowanego pod względem czasowym i przestrzennym charakteru zależności między usłonecznieniem a promieniowaniem całkowitym, wyznaczając teoretyczne sumy energii całkowitego promieniowania słonecznego, należy uwzględniać współczynniki regresji **a** i **b** na podstawie analizy danych empirycznych z wielu stacji. Zgodnie z tą sugestią, A. Podstawczyńska (2007) wyznaczyła roczne wartości współczynników **a** i **b** dla Łodzi (**a** = 0,201 i **b** = 0,546), a w niniejszej pracy obliczono je dla Krakowa i stacji pozamiejskiej – Gaika. Dla tych dwóch stacji współczynniki są wyższe niż dla Łodzi, bardziej zbliżone do wartości uśrednionych dla Polski (Podogrocki 1978) i wynoszą odpowiednio dla Krakowa **a** = 0,206, **b** = 0,569 (ryc. 55), dla Gaika zaś **a** = 0,226, **b** = 0,581 (ryc. 56). Na zróżnicowanie wartości współczynników regresji dla poszczególnych stacji mają wpływ lokalne czynniki kształtujące wartości usłonecznienia względnego i transmisji promieniowania całkowitego w atmosferze, czyli warunki meteorologiczne: wielkość zachmurzenia i jego skład rodzajowy oraz przezroczystość atmosfery – zawartość pary wodnej i zanieczyszczenia. Wykorzystanie danych z Gaika, stacji położonej około 30 km od Krakowa, na terenach użytkowanych rolniczo, pozwala określić wpływ zanieczyszczeń na usłonecznienie i natężenie promieniowania całkowitego.

Większy współczynnik **a** dla Gaika niż dla Krakowa oznacza większą przezroczystość atmosfery w Gaiku, co potwierdzają badania Z. Oleckiego (1992). Duże zanieczyszczenie powietrza w mieście, mimo mniejszego zachmurzenia niż w Gaiku, powoduje mniejsze natężenie promieniowania słonecznego. Większy współczynnik **b** dla Gaika niż dla Krakowa oznacza większą „czułość” sumarycznego promieniowania w Gaiku na zmianę usłonecznienia, co przejawia się większym przyrostem energii promieniowania przy wzroście usłonecznienia w Gaiku niż w Krakowie. Powyższa sytuacja może być związana z innym składem rodzajowym zachmurzenia na obydwu stacjach. W Gaiku występują częściej niż w Krakowie (Matuszko 2006) chmury o budowie pionowej (*Cumulus* o 5%, *Cumulonimbus* o 1%), które jak wykazano w rozdziale – 8.2, przy małym pokryciu nieba – nie utrudniają dopływu promieniowania słonecznego.



Ryc. 55. Zależność względnej dziennej sumy promieniowania całkowitego (K/K_0) od usłonecznienia względnego (S/S_0) w Krakowie na podstawie danych z lat 2003–2007

Fig. 55. Daily sums of total solar radiation (K/K_0) depending on relative sunshine duration (S/S_0) in Krakow, on the basis of data for lat 2003–2007



Ryc. 56. Zależność względnej dziennej sumy promieniowania całkowitego (K/K_0) od usłonecznienia względnego (S/S_0) w Gaiku na podstawie danych z lat 2004–2006.

Fig. 56. Relative daily sums of total radiation (K/K_0) depending on relative sunshine duration (S/S_0) in Gaik on the basis of data for 2004–2006

Dokładniej niż na podstawie sum dziennych usłonecznienia i promieniowania całkowitego można przedstawić związek między tymi elementami, uwzględniając wartości godzinne i wykorzystując funkcję (ryc. 57, 58), w której skład wchodzi współczynnik transmisji (względne średnie godzinowe natężenie promieniowania), w zależności od usłonecznienia (R/\bar{R}_s)(U). Aby wyeliminować zmienność natężenia promieniowania

całkowitego, wywołaną zmianami wysokości Słońca nad horyzontem, sezonowością promieniowania i rytmem dobowym, obliczono względne natężenie promieniowania całkowitego (transmisję globalną) jako stosunek R_{pom}/R_s , gdzie R_{pom} jest zmierzoną średnią wartością godzinową promieniowania całkowitego (Wm^{-2}), a $R_s(d,t)$ jest natężeniem promieniowania krótkofalowego na górnej granicy atmosfery dla danego dnia d i godziny t , wyrażonym wzorem (Duffie, Beckman 1994):

$$\bar{R}_s(d,t) = \frac{1}{3600} \int_t^{t+1} R_s(d,t) dt$$

w którym $R_s(d,t)$ jest natężeniem promieniowania krótkofalowego na górnej granicy atmosfery dla danego dnia d i w momencie t :

$$R_s(t) = R_0(1 + 0,033 \cos(2\pi d / 365) (\sin \varphi \sin \delta_d + \cos \varphi \cos \delta_d \cos(\pi(t - 12) / 12))$$

gdzie:

$$R_0 = 1367 \text{ Wm}^{-2};$$

$$\varphi = 50\pi/180 \text{ rad (szerokość geogr. Krakowa) lub}$$

$$\varphi = 49,86667 \pi/180 \text{ rad (szerokość geogr. Gaika);}$$

$$\delta_d = \text{deklinacja Słońca w dniu } d \text{ roku kalendarzowego, rad, wyrażona wzorem (Cooper 1969):}$$

$$\delta_d = 23,45 (\pi / 180) \sin(2\pi (284 + d) / 365)$$

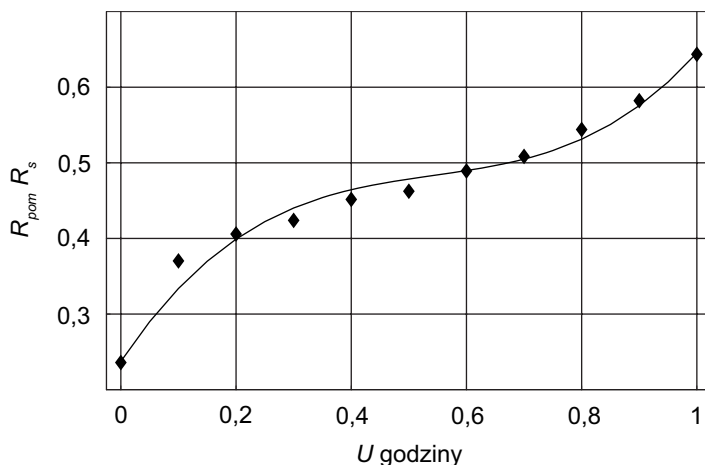
t = czas słoneczny prawdziwy, w godzinach mierzony od północy do początku godziny t i związany z lokalnym czasem średnim t_{lok} równaniem:

$$t_{lok} = t - \Delta\lambda - ET(d) / 60$$

Wielkość $\Delta\lambda$ jest różnicą (w godzinach) długości geograficznej południka lokalnego Krakowa (20,3/15 h) (lub 20,06667/15 dla Gaika) oraz południka strefowego czasu UTC+1 (15/15 h), a ET w dobie d , wyrażone w minutach, jest równaniem czasu:

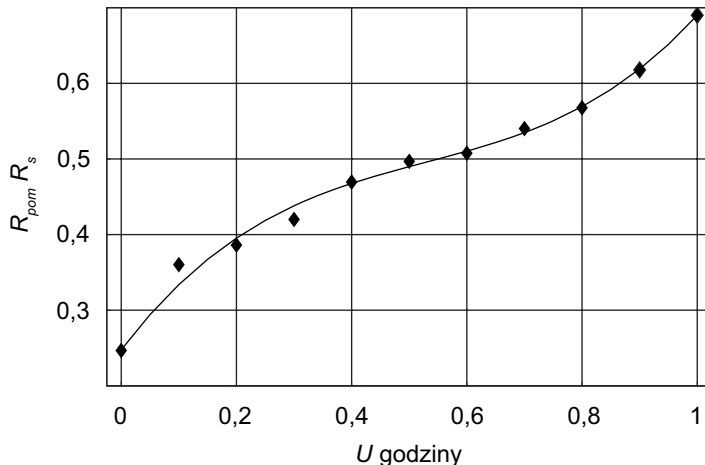
$$ET(d) = 9,87 \sin(2B_d) - 7,53 \cos(2B_d) - 1,5 \sin(B_d)$$

$$B_d = 2\pi (d-81) / 364;$$



Ryc. 57. Względne średnie godzinowe natężenie promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s , w zależności od uśłonecznienia U , oraz linia regresji krzywoliniowej $R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2374 + 1,14285 \cdot U - 1,9071 \cdot U^2 + 1,172 \cdot U^3$, ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0,590$, $s_{R_{pom}/\bar{R}_s} = 0,1414 = 14,14\%$) – Kraków

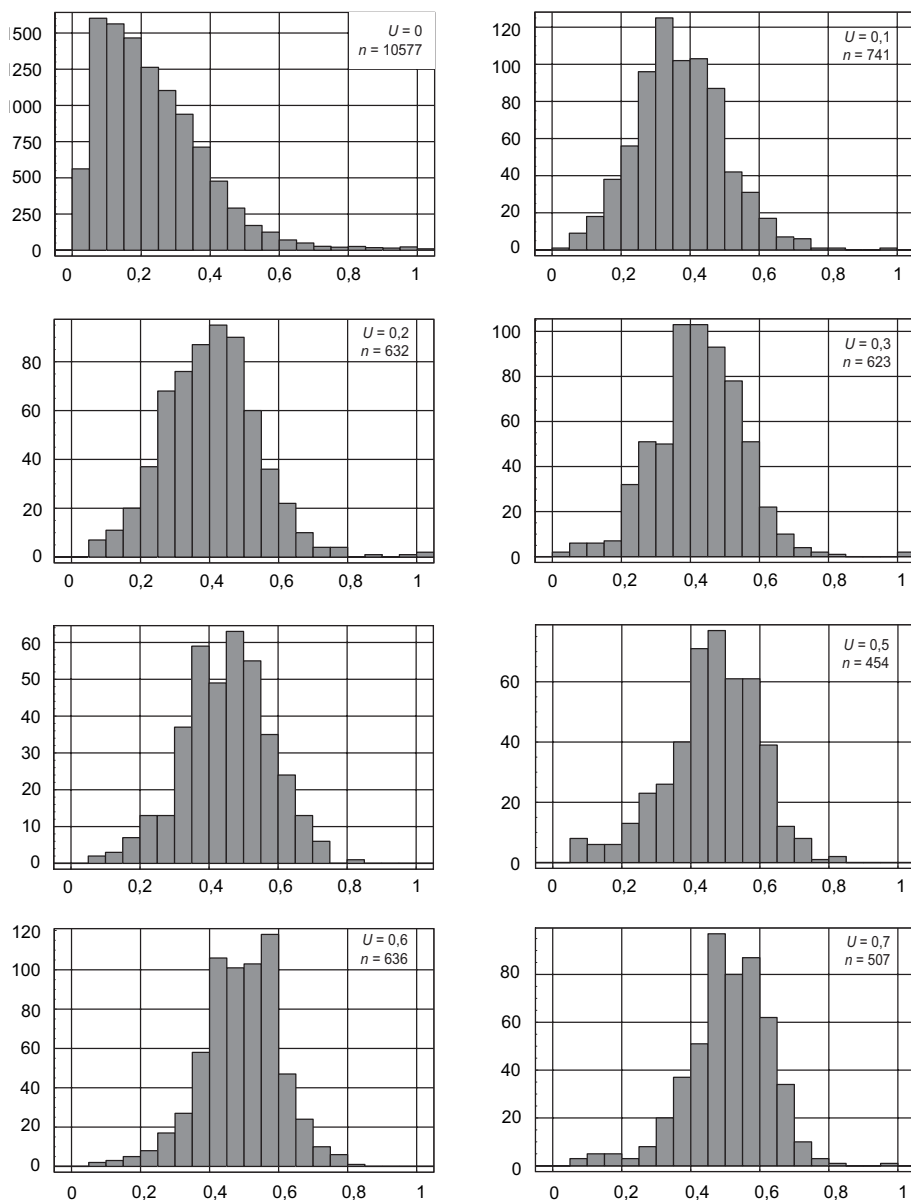
Fig. 57. Relative mean hourly radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s , depending on sunshine duration U , and curvilinear regression line $R_{pom}/\bar{R}_s = 0.2374 + 1.14285 \cdot U^2 - 1.9071 \cdot U^2 + 1.172 \cdot U^3$, ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0.590$, $s_{R_{pom}/\bar{R}_s} = 0.1414 = 14.14\%$) – Krakow

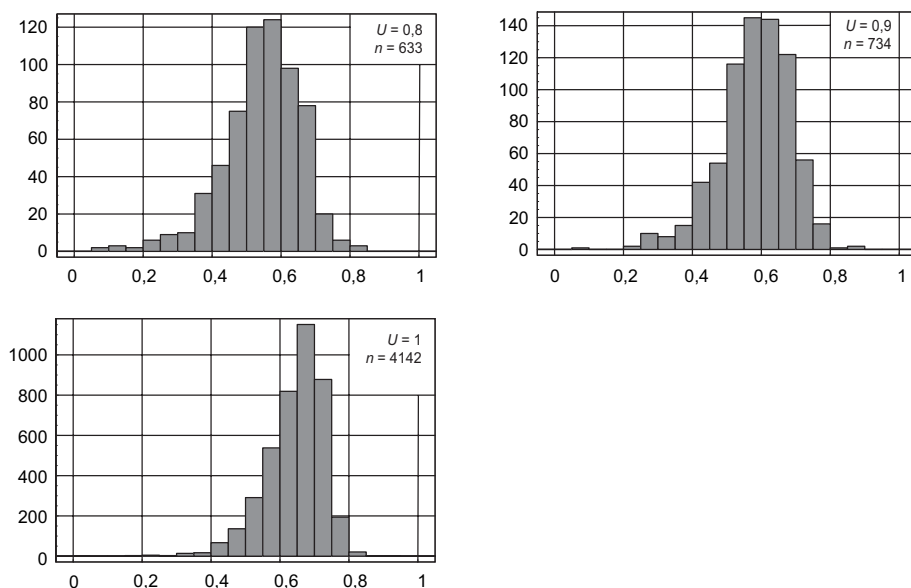


Ryc. 58. Względne średnie natężenie promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s , w zależności od uśłonecznienia U , oraz linia regresji krzywoliniowej $R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2477 + 1,0032 \cdot U - 1,5146 \cdot U^2 + 0,95375 \cdot U^3$ ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0,5573$, $s_{R/R_s} = 0,1608$) – Gaik

Fig. 58. Relative mean radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s , depending on sunshine duration U , and curvilinear regression line $R_{pom}/\bar{R}_s = 0.2477 + 1.0032 \cdot U - 1.5146 \cdot U^2 + 0.95375 \cdot U^3$ ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0.5573$, $s_{R/R_s} = 0.1608$) – Gaik

Ze względu na „esowaty” kształt krzywych (ryc. 57, 58) opisano je równaniem regresji krzywoliniowej 3 stopnia: dla Krakowa $R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2374 + 1,14285 \cdot U - 1,9071 \cdot U^2 + 1,172 \cdot U^3$, ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0,590$, $s_{R_{pom}/\bar{R}_s} = 0,1414 = 14,14\%$) i dla Gaika $R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2477 + 1,0032 \cdot U - 1,5146 \cdot U^2 + 0,95375 \cdot U^3$ ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0,5573$, $s_{R_{pom}/\bar{R}_s} = 0,1608$). Wyznaczone równania, obliczone na podstawie pojedynczych pomiarów (20 060 w Krakowie, 9801 w Gaiku) można stosować dla dowolnych przedziałów godzinnych usłonecznienia w ciągu dnia. Duża liczba pomiarów oraz rozkład częstości względnego natężenia promieniowania dla poszczególnych wartości usłonecznienia (ryc. 59, ryc. 60) świadczą o znacznym stopniu wiarygodności otrzymanych wyników.

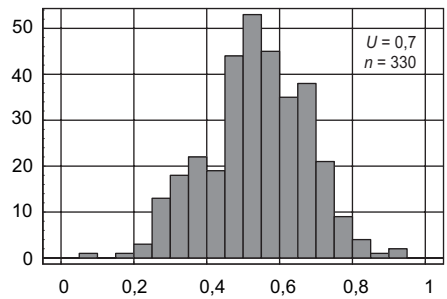
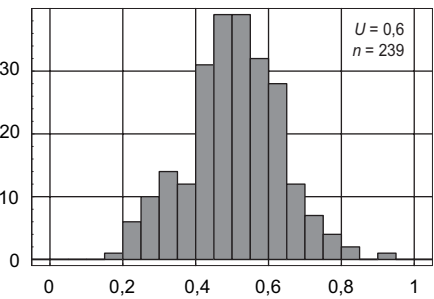
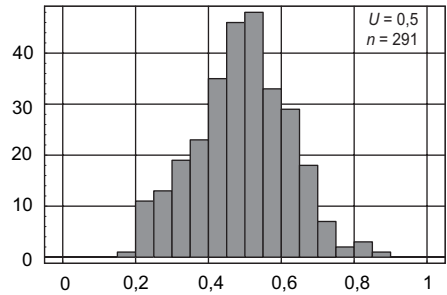
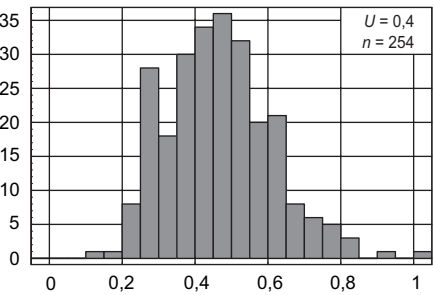
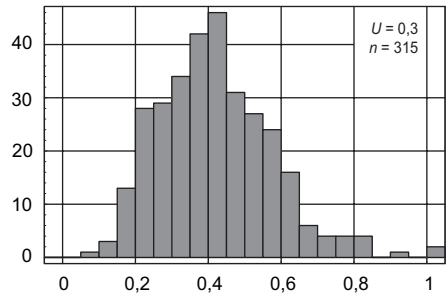
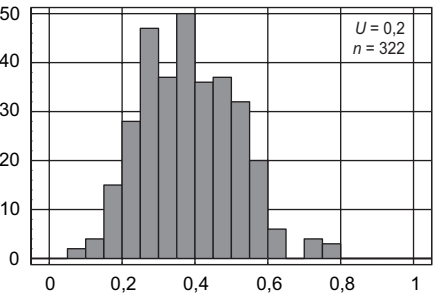
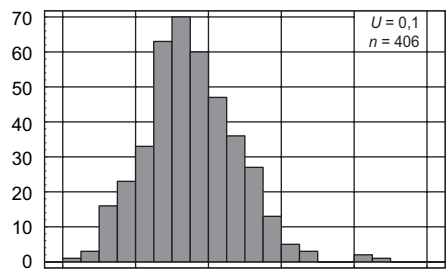
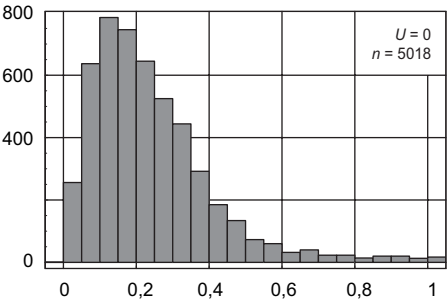


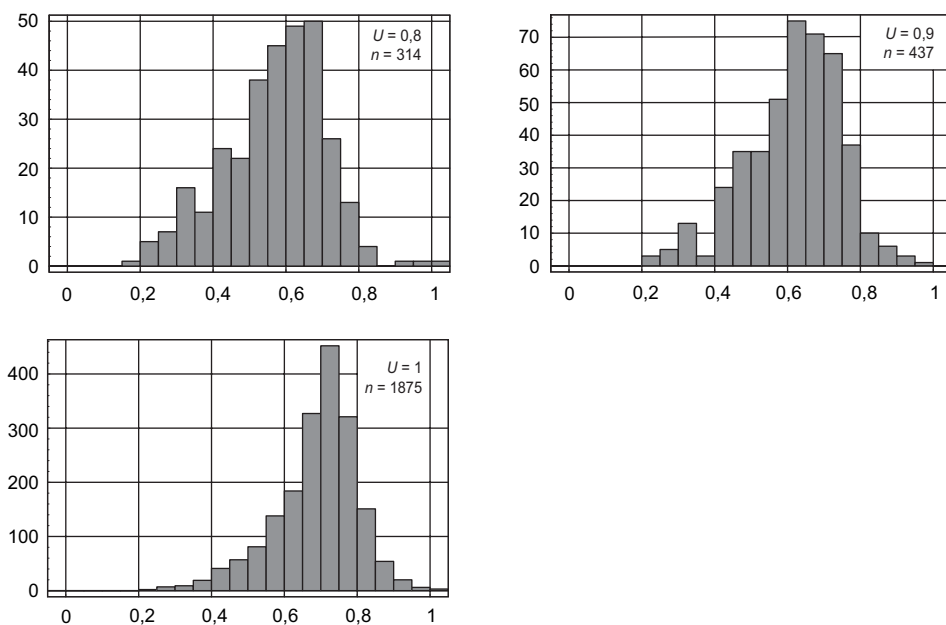


Ryc. 59. Histogramy względnego natężenia promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s dla kolejnych wartości usłonecznienia U (Kraków, 2003–2007)

Fig. 59. Histograms of relative radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s for successive values of sunshine duration U (Krakow, 2003–2007)

Wraz ze wzrostem wartości usłonecznienia zmienia się kierunek asymetrii rozkładu wartości względnego natężenia promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s (ryc. 59, 60). Brak usłonecznienia i jego małe wartości cechuje asymetria prawostronna, świadcząca o tendencji grupowania wartości w przedziałach o wartościach niższych od średniej, natomiast największe usłonecznienie, bliskie pełnej godziny, charakteryzuje asymetria lewostronna. Te dwa przedziały usłonecznienia (0 i jedna godzina) odznaczają się największą liczebnością danych, co prawdopodobnie jest związane z działaniem heliografu. Najwięcej przypadków dotyczy braku usłonecznienia, ale sytuacja taka nie jest równoznaczna z brakiem dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi, lecz z małym jego natężeniem. Jak wcześniej wykazano (rozdział 8.1), nawet przy całkowitym zachmurzeniu natężenie promieniowania całkowitego waha się, w zależności od wysokości Słońca nad horyzontem, od 62 do 270 Wm^{-2} , czyli poniżej wartości progowej heliografu Campbella-Stokesa (279,2 Wm^{-2}). Krótkotrwałe odsłonięcie przez chmury tarczy słonecznej (np. przy odmianie *perlucidus*) sprawia, że rejestrowane są chwilowe wysokie wartości natężenia promieniowania, lecz ze względu na dużą bezwładność heliografu nie jest notowane usłonecznienie. Fakt ten może być spowodowany np. mokrym paskiem, na którym dopiero po wyschnięciu wypalany jest ślad, lub mgłą, oszronieniem kuli czy zadymieniem. Z tych też względów największe odchylenie standardowe występuje przy braku usłonecznienia, natomiast najmniejsze przy maksymalnej wartości równej jednej godzinie (tab. 29, 30).



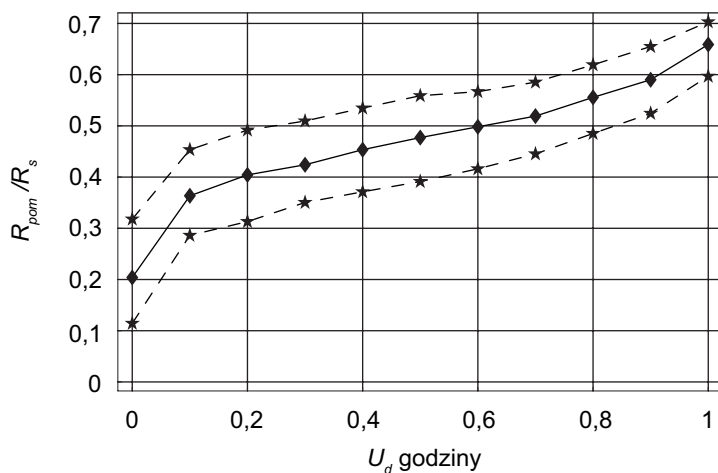


Ryc. 60. Histogramy względnego natężenia promieniowania, R_{pom} / \bar{R}_s dla kolejnych wartości uśłonecznienia U (Gaik 2004–2006)

Fig. 60. Histograms of relative radiation intensity, R_{pom} / \bar{R}_s for successive values of sunshine duration U (Gaik 2004–2006)

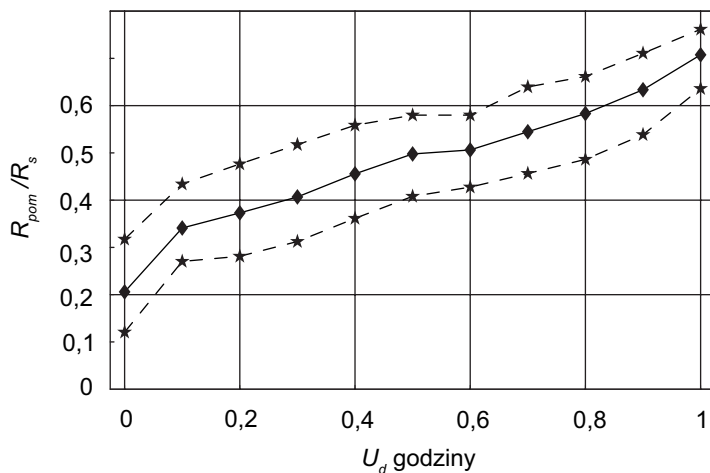
Przy pozostałych wartościach uśłonecznienia (większych od 0 i mniejszych od 1), zgodnie z oczekiwaniem, rozkłady są prawie symetryczne. Dla Krakowa współczynnik determinacji jest wyższy, a odchylenie standardowe względnego natężenia promieniowania niższe niż dla Gaika, co wskazuje na mniejszą zmienność natężenia promieniowania w zależności od uśłonecznienia w mieście. Fakt ten można wytłumaczyć „tłumieniem” wysokich wartości promieniowania przez aerozole miejskie oraz przyczynami metodycznymi, np. lepszą jakością danych niż w Gaiku. Wyższe wartości współczynników regresji a_0 i a_1 dla Gaika potwierdzają większą przezroczystość powietrza poza miastem niż w Krakowie.

Stopień dopasowania zależności względnego natężenia promieniowania całkowitego od uśłonecznienia przedstawiają wykresy mediany oraz kwartyła dolnego i górnego (ryc. 61, 62).



Ryc. 61. Mediana względnego godzinowego natężenia promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s (linia środkowa) wraz z kwartylami dolnym i górnym, w zależności od usłonecznienia godzinowego U (Kraków, 2003–2007)

Fig. 61. The median of relative hourly radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s (middle line) together with upper and lower quartiles, depending on hourly values of sunshine duration U (Kraków, 2003–2007)



Ryc. 62. Mediana względnego godzinowego natężenia promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s (linia środkowa) wraz z kwartylami dolnym i górnym, w zależności od usłonecznienia godzinowego U (Gaik, 2004–2006)

Fig. 62. The median of relative hourly radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s (middle line) together with upper and lower quartiles, depending on hourly values of sunshine duration U (Gaik, 2004–2006)

W tabeli 29 zawarto średnie godzinowe wartości względnego natężenia promieniowania całkowitego, $R_{pom}/\bar{R}_s(d, t)$, oraz odchylenie standardowe, w zależności od usłonecznienia U dla Krakowa i Gaika. Odchylenie standardowe maleje wraz z rosnącą wartością usłonecznienia. Zmienność natężenia promieniowania przy maksymalnym usłonecznieniu (pełnej godzinie) jest dwa razy mniejsza niż przy braku usłonecznienia, co związane jest przede wszystkim z wartością progową i działaniem heliografu oraz rodzajem i odmianą chmur.

Tabela 29. Średnie godzinowe względne natężenia promieniowania, $R_{pom}/\bar{R}_s(d, t)$, oraz odchylenie standardowe, w zależności od usłonecznienia U

Table 29. Mean hourly relative radiation intensity, $R_{pom}/\bar{R}_s(d, t)$, and standard deviation depending on sunshine duration (U)

a) Kraków

U [godz.]	Średnie względne natężenia promieniowania [–]	Odchylenie standardowe względnego natężenia promieniowania [–]	Liczebność n
0	0,23585	0,1652	10577
0,1	0,37026	0,1290	741
0,2	0,40584	0,1404	632
0,3	0,42387	0,1277	623
0,4	0,45160	0,1310	381
0,5	0,46243	0,1343	454
0,6	0,48923	0,1146	636
0,7	0,50851	0,1204	507
0,8	0,54404	0,1131	633
0,9	0,58218	0,1039	734
1,0	0,64354	0,0844	4142
		razem:	20060

b) Gaik

U [godz.]	Średnie względne natężenie promieniowania [–]	Odchylenie standardowe względnego natężenia promieniowania [–]	Liczebność n
0	0,246721	0,18388	5018
0,1	0,360224	0,14606	406
0,2	0,386101	0,13528	322
0,3	0,420000	0,15467	315
0,4	0,469478	0,15298	254
0,5	0,496867	0,14192	291
0,6	0,507602	0,13776	239
0,7	0,540175	0,14086	330
0,8	0,567738	0,13890	314
0,9	0,617792	0,13111	437
1,0	0,690074	0,11436	1875
		razem:	9801

10. REKONSTRUKCJA WARTOŚCI CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO W KRAKOWIE

Na podstawie godzinnych wartości usłonecznienia z każdego dnia w latach 1884–2007 oraz codziennych, dziesięciominutowych wyników pomiarów natężenia promieniowania całkowitego w Krakowie z lat 2004–2007 obliczono sumy promieniowania całkowitego otrzymywanego przez 1 m² powierzchni w ciągu 1 godziny [MJm⁻²] w każdym dniu okresu 1884–2007.

Względne natężenie promieniowania $(R/\bar{R}_s)(U)$ w zależności od usłonecznienia U w dowolnej godzinie zostało znalezione w postaci:

$$R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2374 + 1,14285 \cdot U - 1,9071 \cdot U^2 + 1,172 \cdot U^3,$$

$$(p_v < 10^{-5}, R^2 = 0,590, s_{R_{pom}/\bar{R}_s} = 0,1414 = 14,14\%)$$

$$(R/\bar{R}_s)(U) = 0,2374 + 1,14285 \cdot U^2 - 1,9071 \cdot U^2 + 1,172 \cdot U^3$$

gdzie: \bar{R}_s) (a dokładnie $\bar{R}_s(d, t)$ jest zadane wzorem $\bar{R}_s(d, t) = \frac{1}{3600} \int_t^{t+1} R_s(d, t) dt$

Stąd energia ΣR w MJm⁻² otrzymywana przez 1 m² powierzchni w ciągu godziny t w dobie d roku, była obliczana według wzoru:

$$\Sigma R[\text{MJm}^{-2}] = (R/\bar{R}_s) \times \bar{R}_s \times 3600 \text{ sekund} \times 10^{-6} = 0,0036 \times \bar{R}_s \times (0,2374 + 1,14285 \cdot U - 1,9071 \cdot U^2 + 1,172 \cdot U^3)$$

Po wykonaniu obliczeń sporządzono zestawienia, podobne do miesięcznych zestawień heliograficznych, w których podano wartości sum promieniowania całkowitego dla każdej godziny (tab. 30).

Tabela 30. Przykład zestawienia wyliczonych godzinnych sum promieniowania całkowitego [MJm⁻²] w Krakowie (styczeń 1884 rok)*

Table 30. An example of a list of calculated hourly sums of total radiation [MJm⁻²] in Krakow (January 1884)*

ROK	MC	DZ	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1884	1	1	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,9	0,9	0,9	0,7	0,5	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	2	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,7	0,7	0,5	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	3	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,7	1,0	0,9	0,8	0,5	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	4	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,7	0,4	0,3	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	5	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	6	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,6	1,0	0,7	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	7	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,7	0,7	0,7	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	8	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	9	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,7	1,0	1,0	0,8	0,5	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	10	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	11	0	0	0	0,0	0,1	0,2	0,7	0,5	0,4	0,3	0,3	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	12	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	13	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,7	0,8	0,4	0,6	0,3	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	14	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	15	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	16	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	17	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	18	0	0	0	0,0	0,1	0,5	1,0	1,1	1,0	0,7	0,5	0,2	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	19	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	20	0	0	0	0,0	0,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	21	0	0	0	0,0	0,1	0,5	1,0	0,8	1,1	0,9	0,6	0,3	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	22	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,9	0,9	0,5	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	23	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	24	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,4	1,1	0,7	0,8	0,7	0,2	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	25	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,4	0,8	0,9	0,8	0,5	0,2	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	26	0	0	0	0,0	0,2	0,7	1,0	1,2	1,1	1,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	27	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,7	0,4	0,8	0,4	0,3	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	28	0	0	0	0,0	0,2	0,6	1,1	1,2	1,2	1,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	29	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,7	1,1	0,8	0,6	0,5	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	30	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0
1884	1	31	0	0	0	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0	0,0	0	0	0	0

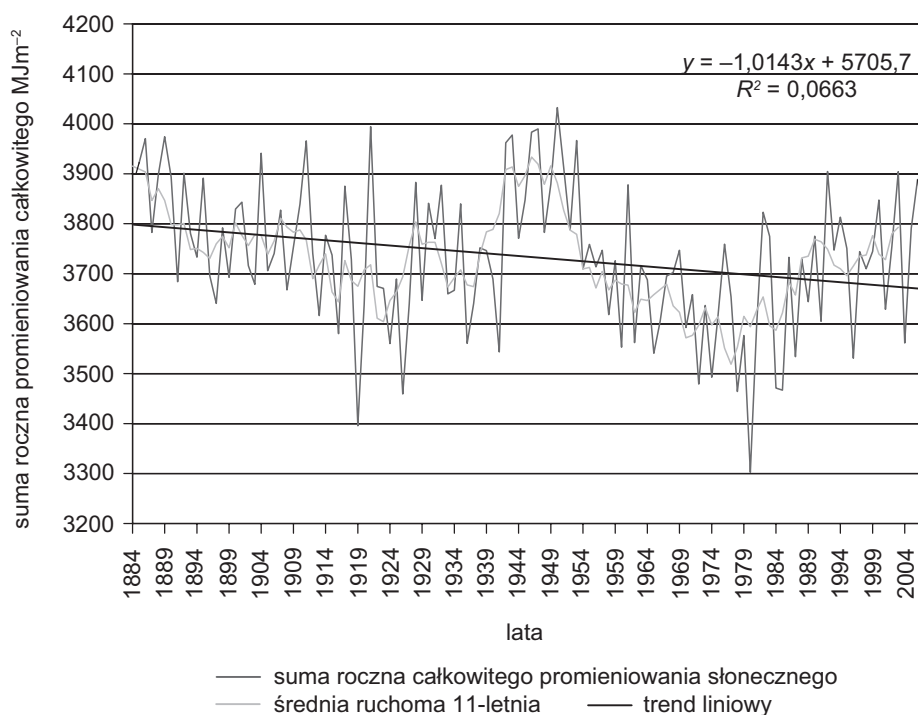
* W podobnej formie godzinne sumy promieniowania całkowitego w kolejnych latach (do 1978 roku) były publikowane przez IMGW na podstawie wyników pomiarów i rejestracji poszczególnych składników bilansu radiacyjnego z kilku stacji w Polsce (*Promieniowanie słoneczne* 1983).

10.1. PRZEBIEG WIELOLETNI I ROCZNY PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO W KRAKOWIE (1884–2007)

Na podstawie zrekonstruowanych danych godzinnych obliczono sumy dzienne, miesięczne i roczne promieniowania całkowitego w latach 1884–2007. Otrzymane wartości porównano z wynikami pomiarów wykonywanych na innych stacjach w Polsce (Bogdańska, Podogrocki 2000), z uwzględnieniem tego samego okresu badawczego (lata 1961–1995). Należy jednak zaznaczyć, że w latach 1960–1990 obserwowano w Krakowie, a także w wielu miastach Europy i Azji najniższe w wieloletniej wartości promieniowania słonecznego. Warren i in. (2007), powołując się na badania licznych uczonych, nazywają lata 1960–1985 okresem „globalnego zaciemnienia” („*global dimming*”), ponieważ wyniki pomiarów przeprowadzonych w tym czasie w wielu miejscach na świecie wykazały, że natężenie promieniowania słonecznego zmniejszyło się o około 4%. Mniejsza dostawa promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi mogła mieć związek z gromadzeniem się w atmosferze sadzy i aerozoli, powstających przede wszystkim z działalności człowieka, ponieważ największe stężenie zanieczyszczeń obserwowano nad terenami zurbanizowanymi. Pod koniec lat osiemdziesiątych na skutek załamania się gospodarki w krajach byłego bloku komunistycznego zmniejszyła się produkcja przemysłowa i obniżyła emisja zanieczyszczeń. Podjęto też skuteczne działania na rzecz poprawy czystości powietrza. Prawdopodobnie z tego powodu szczególnie w Europie Środkowej i Wschodniej wzrosła przezroczystość atmosfery i nastąpił najbardziej widoczny efekt „rozjaśnienia” (*brightening*), czyli zwiększenia dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi, obserwowany także w Krakowie.

Zrekonstruowane wartości promieniowania całkowitego w Krakowie są nieznacznie wyższe od danych empirycznych ze względu na fakt, że uwzględnione w algorytmie wyniki pomiarów natężenia promieniowania pochodzą z lat 2003–2007, w których wystąpiły wyższe od średniej wieloletniej sumy usłonecznienia. Należy jednak zauważyć, że w pierwszej części analizowanego okresu (lata 1884–1944) dopływ promieniowania słonecznego był znacznie większy, przekraczający średnią wieloletnią, niż w późniejszych latach (Matuszko 2007b; Wojkowski 2007). Wyliczona na podstawie danych z lat 1884–2007 średnia roczna suma promieniowania całkowitego w Krakowie wynosi $3732,4 \text{ MJm}^{-2}$ (tab. 31) i waha się od $3302,6$ w 1980 do $4032,3 \text{ MJm}^{-2}$ w 1950 roku (ryc. 63). Dla porównania we Wrocławiu-Swojcu średnia suma wyliczona z lat 1946–2000 wynosi 3771 MJm^{-2} wobec 3720 MJm^{-2} , zarejestrowanej w latach 1961–1995 (Bryś, Bryś 2001). W Krakowie, podobnie jak we Wrocławiu, okresem o najwyższych sumach promieniowania słonecznego były lata czterdzieste XX wieku. W obu miastach cezura drugiej połowy lat siedemdziesiątych oddziela wyraźnie tendencję spadkową promieniowania, notowaną od 1951 roku, od tendencji wzrostowej, trwającej do końca XX stulecia. Według K. Bryś i T. Brysia (2001) lata dziewięćdziesiąte charakteryzuje silny wzrost średniej wartości rocznej promieniowania, będący skutkiem przede wszystkim zwiększenia promieniowania w okresie letnim i znacznie słabszego w półroczu zimowym. W Krakowie największy przyrost usłonecznienia obserwuje się w godzinach porannych i przedwieczornych, co może być wynikiem spadku częstości występowania mgieł i chmur warstwowych (Matuszko 1992).

Zmniejszenie usłonecznienia od 1951 do 1980 roku, a następnie powolny wzrost w ostatnim dwudziestoleciu można zauważyć w wieloletnim przebiegu usłonecznienia w Polsce i Europie Środkowej (Dubicka, Karal 1988; Dubicka, Limanówka 1994; Dubicka i in. 1995; Marciniak, Wójcik 1991; Gluza, Filipiuk 1995; Górski, Górski 2000; Podstawczyńska 2004a; Matuszko 2007b; Papeż 1973; Dobesh 1992; Weber 1990; Bednar 1990; Horecka 1990). Podobne tendencje na tak dużym obszarze świadczą o globalnych uwarunkowaniach zmienności dopływu promieniowania słonecznego, które mogą mieć charakter zarówno naturalny, jak i antropogeniczny. Wśród klimatologów nie ma jednak pełnej zgody co do wyjaśnienia przyczyn tych tendencji. Istnieje wiele prac prezentujących sprzeczne poglądy na temat ścisłego związku aktywności słonecznej z krótkookresowymi wahaniami klimatu (m.in. Budyko 1975; Crowe 1987; Trepińska 1992; Bryś 2002). Nowe światło na rozstrzygnięcie tego problemu rzucają badania satelitarne, które wskazują zmienność stałej słonecznej zgodną z aktywnością Słońca zaledwie w 0,2% (Foukal 1992). Zatem prawdopodobnie atmosfera, pełniąc rolę samoregulującą i buforującą, nie powoduje szybkiego i pełnego odzewu systemu klimatycznego na zmienną ilość energii emitowanej przez Słońce, natomiast zmiany cyrkulacji atmosfery, wpływając na zachmurzenie, jego stopień i skład rodzajowy, modyfikują wielkość promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi.

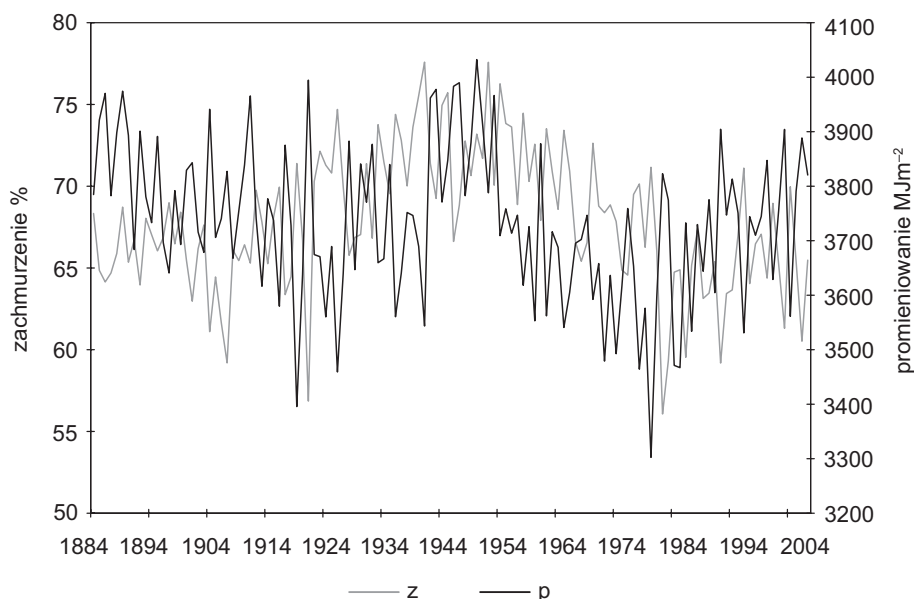


Ryc. 63. Przebieg wieloletni rocznych sum całkowitego promieniowania słonecznego [MJm⁻²] w Krakowie w latach 1884–2007

Fig. 63. Multiannual course of annual sums of total solar radiation [MJm⁻²] in Krakow between 1884–2007

Potwierdzeniem tej tezy jest wieloletni przebieg średniego rocznego zachmurzenia i sum rocznych całkowitego promieniowania słonecznego w Krakowie (ryc. 64), w którym można zauważyć wzajemną, oczywistą zależność między tymi elementami, polegającą na tym, że w poszczególnych latach spadek wartości zachmurzenia wywołuje wzrost sumy promieniowania całkowitego i odwrotnie, większemu zachmurzeniu w danym roku, odpowiada mniejsza wartość promieniowania. W przebiegu wieloletnim zachmurzenia i promieniowania, mimo dość dużej zmienności z roku na rok, dają się zauważyć podobne długoterminowe tendencje. Na początku analizowanego okresu do lat dwudziestych XX wieku widoczny jest niewielki spadek, od roku 1921 do 1956 – wzrost, następnie do 1975 – spadek i od 1976 ponowny wzrost wartości obu elementów. Jak wynika z pracy T. Niedźwiedzia (1997), w pierwszym okresie badań przeważała cyrkulacja południkowa, najpierw o składowej północnej, a od roku 1920 południowej. W latach 1957–1975 obserwowano nasilenie występowania cyrkulacji strefowej, o składowej wschodniej, co może być przyczyną zwiększonego zachmurzenia z przewagą chmur warstwowych, zmniejszających dopływ promieniowania. Wpływ cyrkulacji atmosfery mógł być w Krakowie wzmocniony czynnikami antropogenicznymi, gdyż w 1954 roku rozpoczęto produkcję w hucie żelaza oraz nastąpił silny rozwój przemysłowy i terytorialny miasta. Wzrost emisji pyłów i gazów przemysłowych przyczynił się do tworzenia chmur warstwowych i spadku przezroczystości atmosfery. Emisja zanieczyszczeń zmniejszyła się dopiero w latach osiemdziesiątych na skutek spadku produkcji przemysłowej (Lach i in. 1996). Zmniejszenie promieniowania w latach 1951–1980 nastąpiło pomimo spadku zachmurzenia i liczby dni pochmurnych oraz całkowicie zachmurzonych (Matuszko 2007a), co potwierdzałoby tezę „globalnego zaciemnienia”. Od drugiej połowy lat siedemdziesiątych XX wieku do końca badanego okresu nastąpiło nasilenie cyrkulacji strefowej o składowej zachodniej, z którą prawdopodobnie związane jest mniejsze zachmurzenie, z przewagą konwekcyjnego oraz więcej dni pogodnych i bezchmurnych. Analizując wieloletnie zmiany dopływu promieniowania słonecznego, należy zwrócić uwagę przede wszystkim na rolę zmienności rodzajów chmur, która może mieć kluczowe znaczenie w wyjaśnieniu tego zagadnienia. Według badań prowadzonych w wielu miejscach na terenie Europy i Stanów Zjednoczonych (Abakumova i in. 1996; Keevallik, Russak 2001; Matuszko 1992, 2003, 2007a; Sun, Groisman 2000; Sun i in. 2001; Wibig 2008) można stwierdzić podobne tendencje w przebiegu zachmurzenia (w aspekcie składu rodzajowego) od drugiej połowy XX wieku. Obserwuje się, szczególnie w ostatnim czterdziestolecu, wzrost częstości występowania chmur o budowie pionowej i spadek pojawiania się chmur warstwowych, zwiększenie wielkości zachmurzenia przez chmury niskie w lecie, a zmniejszenie pokrycia nieba w zimie oraz częstsze obserwacje występowania chmur piętra wysokiego. Opisująca zmiana struktury zachmurzenia powoduje, że nawet pomimo wzrostu stopnia pokrycia nieba chmurami, które jest notowane w niektórych regionach, następuje zwiększenie sum energii słonecznej dopływającej do powierzchni Ziemi. Jak wykazano wcześniej (rozdział 7 i 8), chmury *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz *Cirrus*, *Cirrostratus* i *Cirrocumulus*, ze względu na swoją budowę i właściwości, stanowią małe ograniczenie w dopływie promieniowania słonecznego, a w pewnych warunkach mogą powodować nawet wzrost jego natężenia.

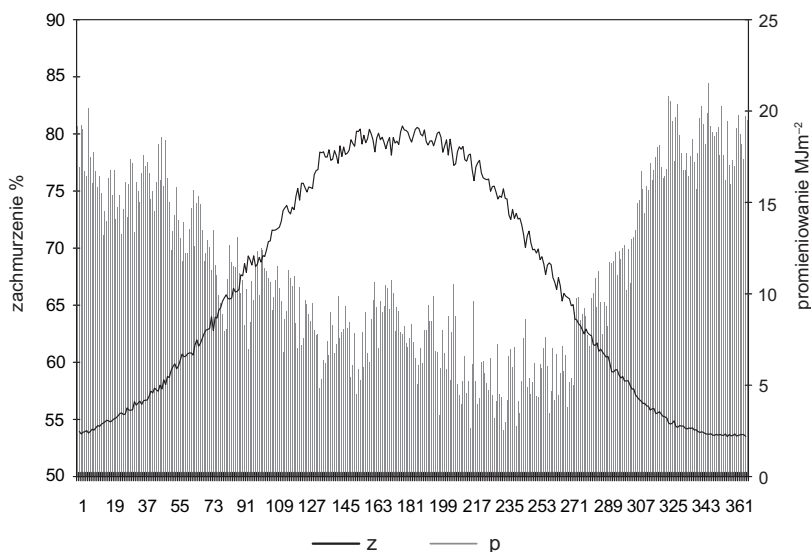
Zmiany w strukturze zachmurzenia można wyjaśnić przyczynami naturalnymi i antropogenicznymi (Matuszko 1992, 2003, 2007a). Na występowanie poszczególnych rodzajów chmur decydujący wpływ ma cyrkulacja atmosfery, modyfikowana szczególnie w odniesieniu do chmur niskich, przez warunki lokalne i czynniki radiacyjne. Położenie Krakowa w słabo przewietrzanej, inwersyjnej dolinie Wisły, wzmocnione efektem aerozolowym, sprzyja tworzeniu się chmur *Stratus*. Oprócz tego rola czynników lokalnych w kształtowaniu stosunków nefologicznych wyraża się większym udziałem konwekcji niż cyrkulacji w cieplej części roku. Nie można też wykluczyć, że wzrost częstości występowania chmur *Cumulus* i *Cumulonimbus* w drugiej połowie XX wieku jest związany z emisją sztucznego ciepła do atmosfery i rozwojem konwekcji nad rozgrzаныmi, betonowymi powierzchniami, których w mieście przybywa wraz z postępującą urbanizacją. Spadek częstości występowania chmur warstwowych, szczególnie *Stratus*, jest wywołany wysuszeniem powietrza nad miastem, zmętnienie atmosfery zaś jest wynikiem koncentracji aerozoli na terenie zurbanizowanym. Ograniczenie emisji zanieczyszczeń w ostatnich latach przyczynia się do zmniejszenia zachmurzenia warstwowego i zmian stanu równowagi atmosfery, wywołujących nasilenie rozwoju chmur konwekcyjnych (Wibig 2008). Zwiększenie notowań częstości występowania chmur wysokich, z jednej strony, może być związane z rozwojem lotnictwa (Henderson-Sellers 1986a, 1986b), z drugiej zaś z odsłonięciem ich przez chmury niższych pięter, na skutek zmniejszenia się zachmurzenia warstwowego, może też wynikać z przyczyn cyrkulacyjnych.



Ryc. 64. Porównanie przebiegu średniego rocznego zachmurzenia [%] i sum rocznych całkowitego promieniowania słonecznego [MJm^{-2}] w Krakowie (1884–2007)

Fig. 64. Comparison of the mean annual course of cloudiness [%] and annual sums of total solar radiation intensity [MJm^{-2}] in Krakow (1884–2007)

Wpływ zachmurzenia na całkowite promieniowanie słoneczne dochodzące do powierzchni Ziemi jest doskonale widoczny w rozkładzie sum dziennych promieniowania w ciągu roku (ryc. 65). Najmniejsze sumy miesięczne promieniowania całkowitego występują w grudniu. Wartość energii słonecznej dopływającej do podłoża w tym miesiącu stanowi mniej niż 2% sumy rocznej. Na okres od listopada do lutego przypada tylko 10% tej sumy, podczas gdy od maja do sierpnia blisko 58% sumy rocznej. Najwięcej energii słonecznej dopływa do powierzchni Ziemi w lipcu (15,1%), czerwcu (14,9%) i maju (14,2%). O wartościach promieniowania całkowitego decydują głównie czynniki astronomiczne, zwłaszcza wysokość Słońca nad horyzontem. Jednak w ilości otrzymywanej przez podłoże energii widoczne jest także oddziaływanie cyrkulacji atmosfery poprzez zachmurzenie i przezroczystość powietrza. Mimo że w czerwcu suma promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery jest wyższa niż w lipcu, to jednak przy powierzchni Ziemi rejestrowane są niższe wartości z powodu większego (o ponad 2%) zachmurzenia – tzw. czerwcową depresję promieniowania. W jesieni, nie tylko ze względu na mniejsze sumy promieniowania pozaatmosferycznego, lecz także w związku z szybkim wzrostem zachmurzenia, głównie warstwowego, sumy promieniowania są niższe niż na wiosnę. Zwraca uwagę duży udział promieniowania w maju, przewyższający sumę promieniowania w sierpniu, z powodu dłuższego dnia i większej wysokości Słońca nad horyzontem (tab. 7). W chłodnej części roku, gdy przeważają chmury warstwowe (typ „zimowy” dobowego zachmurzenia), krzywa przebiegu sum dziennych promieniowania całkowitego ma kształt wyrównany, natomiast w cieplej części roku jest ona silnie zróżnicowana z dnia na dzień z powodu dużej amplitudy dobowej zachmurzenia i przewagi występowania chmur o budowie pionowej (typ „letni” dobowego zachmurzenia).



Ryc. 65. Roczna zmienność średniego dobowego zachmurzenia [%] i dziennych sum całkowitego promieniowania słonecznego [MJm⁻²] w Krakowie (1884–2007)

Fig. 65. Annual variability of mean daily cloudiness [%] and daily sums of total solar radiation [MJm⁻²] in Krakow (1884–2007)

Tabela 31. Średnie, najwyższe i najniższe sumy miesięczne promieniowania całkowitego [MJm⁻²] w Krakowie (1884–2007)

Table 31. Mean, maximum and minimum monthly sums of total radiation [MJm⁻²] in Krakow (1884–2007)

Miesiąc	Średnia [MJm ⁻²]	Najwyższe		Najniższe	
		Wartość [MJm ⁻²]	Rok	Wartość [MJm ⁻²]	Rok
I	91,8	111,5	1894	72,9	1923
II	142,7	186,5	1914	107,5	1952
III	269,4	350,1	1921	212,7	1964
IV	394,6	491,2	1946	275,8	1941
V	530,9	638,9	1889	405,8	1939
VI	556,0	705,5	1930	430,4	1926
VII	565,0	705,7	2006	439,1	1980
VIII	483,1	574,8	1890	381,4	1937
IX	329,3	398,5	1886	221,1	1996
X	198,2	253,4	1907	152,6	1922
XI	99,2	123,3	1911	76,7	1945
XII	72,2	85,5	2006	59,4	1969
Rok	3732,4	4032,3	1950	3302,6	1980

10.2. ZALEŻNOŚĆ SUMY DOBOWEJ CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO OD ZACHMURZENIA

Na zakończenie pracy przedstawiono zależność zrekonstruowanej sumy dobowej energii promieniowania całkowitego od wielkości średniego dobowego zachmurzenia na podstawie danych z całej serii (lata 1884–2007). Względną dobową energię promieniowania ($\Sigma R / \Sigma R_s$) [–] w Krakowie w zależności od średniego zachmurzenia dobowego Z_d [%] wyrażono równaniem:

$$(\Sigma R / \Sigma R_s) (Z_d) = 0,596614 - 0,158564 (Z_d / 100) - 0,172756 (Z_d / 100)^2$$

($R^2 = 0,652$, $p_v < 0,01\%$, odchylenie resztkowe $s = 0,081$, $n = 45290$), gdzie

$$\Sigma R_s = \int_{t_{wsc}}^{t_{zach}} R_s(d, t) dt$$

jest sumaryczną energią promieniowania na górnej granicy atmosfery w dobie d , a $R_s(d,t)$ jest natężeniem promieniowania krótkofalowego na górnej granicy atmosfery dla danego dnia d i godziny t , wyrażonym wzorem:

$$R_s = R_0 (\sin\varphi \sin\delta_d + \cos\varphi \cos\delta_d \cos(\pi(t - 12) / 12))$$

gdzie:

$$R_0 = 1367 \text{ Wm}^{-2},$$

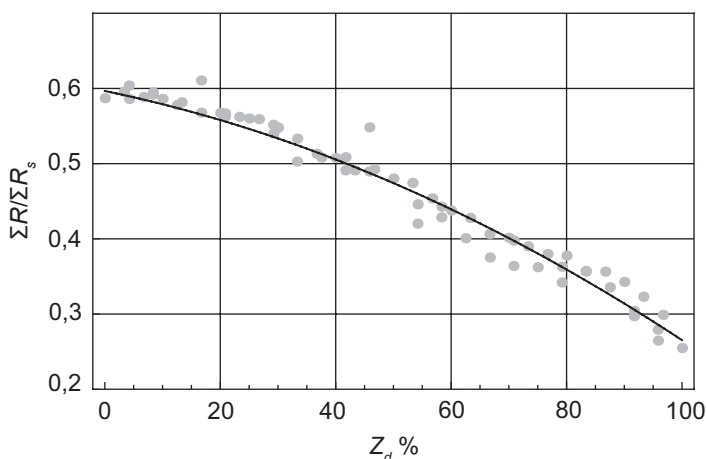
$$\varphi = 50\pi/180 \text{ rad (szerokość geogr. Krakowa);}$$

$$\delta_d = \text{deklinacja Słońca w dniu } d \text{ roku kalendarzowego, rad, wyrażona wzorem:}$$

$$\delta_d = 23,45(\pi/180) \sin(2\pi(284 + d / 365))$$

t = czas (słoneczny prawdziwy), mierzony od północy do początku godziny t .

ΣR jest energią promieniowania w Krakowie obliczoną wzorem zależnym od usłonecznienia, przeliczoną na każdą godzinę dnia i roku.



Ryc. 66. Względna dobową energią promieniowania $\Sigma R/\Sigma R_s$ [-] w zależności od średniodobowego zachmurzenia Z_d [%] w Krakowie (1884–2007)

Fig. 66. Relative daily radiation energy $\Sigma R/\Sigma R_s$ [-] depending on mean daily cloudiness Z_d [%] in Krakow (1884–2007)

Na rycinie 66 punkty oznaczają średnie wartości energii $\Sigma R/\Sigma R_s$ dla ustalonych wartości zachmurzenia; linia ciągła to wykres równania względnej dobowej energii promieniowania $\Sigma R/\Sigma R_s$ [-] w zależności od średniodobowego zachmurzenia Z_d [%]. Jak wynika z przeprowadzonych obliczeń, w Krakowie przy bezchmurnym niebie do powierzchni Ziemi dociera około 60% energii emitowanej przez Słońce, a całkowita pokrywa chmur przepuszcza średnio 25% promieniowania słonecznego. Wartość współczynnika determinacji ($R^2 = 0,652$) wskazuje, że wielkość zachmurzenia jest najważniejszym, lecz nie jedynym, czynnikiem meteorologicznym kształtującym

strumień energii słonecznej dochodzącej do powierzchni Ziemi. Jak potwierdzono w pracy, duże znaczenie ma także zmienność rodzajów chmur, ich położenie względem tarczy słonecznej oraz przezroczystość atmosfery. Znaczna zawartość aerozolu antropogenicznego w atmosferze miasta powoduje bezpośrednie i pośrednie oddziaływanie na bilans energetyczny Ziemi. Aerozole miejskie działają bezpośrednio na ograniczenie dopływu promieniowania słonecznego, wywołując zmętnienie atmosfery, pośrednio zaś – przez reakcje fizyczne i chemiczne wpływają na wielkość, budowę i właściwości chmur. Problem oddziaływania aerozoli na tworzenie się chmur jest stosunkowo słabo zbadany. Prawdopodobnie intensyfikują powstawanie chmur zbudowanych z licznych, drobnych kropelek chmurowych, nie dających opadów, ale zwiększających albedo chmur.

Brak ścisłej zależności sumy dobowej całkowitego promieniowania słonecznego od średniej wielkości zachmurzenia dobowego wynika ze względów metodycznych. Średnie dobowe zachmurzenie wylicza się na podstawie danych z trzech terminów obserwacyjnych (obecnie 6, 12, 18 UTC), czyli w styczniu, lutym, listopadzie i grudniu obserwacja poranna wykonywana jest przed wschodem Słońca, a w styczniu, lutym, marcu oraz październiku, listopadzie i grudniu obserwacja wieczorna wykonywana jest po zachodzie Słońca (tab. 6). Pewien wpływ ma także stopień dokładności wizualnych obserwacji wielkości zachmurzenia i interpretacji pomiarów usłonecznienia.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W pracy przedstawiono charakterystykę dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi w zależności od zachmurzenia. Starano się znaleźć istotne i stałe relacje między badanymi elementami i zjawiskami, aby poznać prawidłowości zachodzące w systemie klimatycznym. Zamierzeniem było nie tylko opisanie zauważonych zależności, lecz ich ocena wyrażona ilościowo.

Do analizy wykorzystano unikatowo długą, nieprzerwaną serię obserwacji nefologicznych i pomiarów heliograficznych ze Stacji Naukowej (Obserwatorium Astronomiczne) Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie z lat 1884–2007 (wielkość zachmurzenia) oraz 1906–2007 (rodzaje chmur). Podstawą szczegółowych badań dotyczących związku między stopniem zachmurzenia i poszczególnymi rodzajami chmur a natężeniem całkowitego promieniowania słonecznego oraz zależności promieniowania całkowitego od usłonecznienia były wyniki pomiarów czujnikiem elektronicznym z lat 2003–2007.

Charakterystykę związków ilościowych między zachmurzeniem a promieniowaniem słonecznym przedstawiono na przykładzie tylko jednej stacji, ponieważ nie ma w Polsce innych, tak długich, nieprzerwanych serii pomiarów zachmurzenia i usłonecznienia. Uwzględnienie danych z większej liczby stacji umożliwiłoby poznanie prawidłowości dla większego obszaru i pozwoliłoby na weryfikację dokładności otrzymanego modelu (współczynników równań regresji).

Badania przeprowadzono przy wykorzystaniu możliwie najdłuższego okresu i oparto je na danych z rozdzielczością do jednej doby, a nawet w przypadku zachmurzenia do trzech terminów klimatologicznych, a usłonecznienia i promieniowania do części godziny. Uwzględniono dwie podstawowe wielkości charakteryzujące ilość promieniowania słonecznego po przejściu przez atmosferę, które są mierzone na naziemnych stacjach meteorologicznych, a mianowicie usłonecznienie i natężenie całkowitego promieniowania słonecznego.

Przegląd literatury klimatologicznej wykazał, że problem stopnia pochłaniania bądź przepuszczania energii promienistej Słońca przez chmury różnego rodzaju, gatunku i odmiany, mimo fundamentalnego znaczenia dla badań klimatu, do tej pory nie znalazł dostatecznego wyjaśnienia.

Ze względu na to, że problem promieniowania słonecznego odnosi się do zagadnień z pogranicza wielu dyscyplin nauki, na wstępie zdefiniowano podstawowe pojęcia stosowane w pracy. Zwrócono uwagę, że używana powszechnie definicja usłonecznienia („liczba godzin, podczas których tarcza słoneczna nie jest zasłonięta przez chmury, czyli czas występowania promieniowania bezpośredniego; do pomiaru usłonecznienia służy heliograf”) nie jest precyzyjna, gdyż w przypadku występowania chmur wysokich heliograf rejestruje usłonecznienie, mimo że tarcza słoneczna jest zasłonięta tymi chmurami. Zaproponowano zatem nową definicję usłonecznienia – „jako czas wyrażony w godzinach lub minutach, w których rejestrowany jest przez heliograf (lub inny rejestrator o określonym progu czułości) dopływ promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi”.

W pierwszej części pracy omówiono uwarunkowania dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Wyznaczenie podstawowych charakterystyk astronomicznych: godziny wschodu i zachodu Słońca oraz jego wysokości nad horyzontem wykazało, że w Krakowie Słońce jest powyżej 60° nad horyzontem od 21 maja do 23 lipca, góruje na wysokości przekraczającej 40° w więcej niż połowie dni w roku, lecz od 22 listopada do 20 stycznia jest poniżej 20° nad horyzontem.

Przedstawiono, w jaki sposób położenie Krakowa, jego zabudowa oraz emisja zanieczyszczeń wpływają na przezroczystość atmosfery i warunki nefologiczne. Usytuowanie większej części miasta w dolinie Wisły powoduje częste zaleganie warstw inwersyjnych i tworzenie się chmur *Stratus*, a dodatkowo inwersja i gęsta zabudowa powodują słabą wymianę powietrza sprzyjającą koncentracji zanieczyszczeń i obniżeniu przezroczystości atmosfery. W lecie, przy wysokiej temperaturze powietrza, przezroczystość jest zmniejszona ze względu na dużą zawartość pary wodnej, zaś zimą z powodu zanieczyszczeń, głównie produktów spalania węgla i jego pochodnych do celów komunalnych. Na ogół największe stężenie pyłów w zimie występuje przy pogodzie wyżowej, w masach powietrza polarnego kontynentalnego, napływającego z południowego wschodu oraz wtedy, gdy centrum wyżu zalega nad Polską południową. Wówczas panuje pogoda bezwietrzna i bezchmurna, lub z całkowitym pokryciem nieba przez chmury *Stratus*. W Krakowie średnie wieloletnie wartości współczynników przezroczystości wahają się od 0,59 w sierpniu i lipcu do 0,66 w październiku. W półroczu zimowym współczynniki przezroczystości mieszczą się w przedziale 0,60–0,70.

Potwierdzono wyniki badań innych autorów, iż ważnym czynnikiem determinującym dopływ promieniowania słonecznego nad dany obszar jest cyrkulacja atmosfery. Zwrócono jednak uwagę, że cyrkulacja w sposób pośredni, przez występowanie zachmurzenia, modyfikuje wielkość energii słonecznej dochodzącej do powierzchni Ziemi. Wpływ cyrkulacji atmosfery na zachmurzenie przejawia się nie tylko zmianami wielkości zachmurzenia w zależności od typu sytuacji synoptycznej, ale także oddziałuje na skład rodzajowy chmur. Oznacza to, że np. klinowi wyżowemu K_a , bez względu na porę roku, towarzyszą najczęściej chmury *Cumulus*, *Alto cumulus*, *Cirrus*, a bruździe cyklonalnej B_c – chmury *Nimbostratus* i *Strato cumulus*. Charakterystyka wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur dla każdego miesiąca w roku pokazała, jak dużą rolę, szczególnie w odniesieniu do występowania chmur niskich, odgrywają warunki lokalne i czynniki radiacyjne. Chmura *Cumulus* od marca do września, w południe,

z powodu wzmożonej konwekcji, bez względu na typ sytuacji synoptycznej, występuje najczęściej spośród wszystkich rodzajów chmur, niekiedy przesłaniając chmury leżące wyżej. W chłodnej części roku przeważają sytuacje adwekcyjne z zachodu, wywołane aktywnością niżów atlantyckich, przynoszących duże zachmurzenie. Wymienionej cyrkulacji towarzyszą najczęściej chmury *Altostratus* i *Stratocumulus* związane z powietrzem polarnym morskim i dominującymi wówczas frontami chłodnymi. W zimie masy powietrza polarnego kontynentalnego, przynoszone przez wyże z południowego wschodu i wschodu, sprzyjają występowaniu pogody bezchmurnej lub zaleganiu chmur *Stratus*, szczególnie rano i wieczorem. W ciągu całego roku pogoda bezchmurna najsilniej jest związana z klinem wyżowym K_a, natomiast prawie nigdy nie występuje przy sytuacji północno-wschodniej cyklonalnej.

Stwierdzono, że ważną cechą zachmurzenia, charakterystyczną dla warunków nefologicznych nie tylko Krakowa, która wywiera wpływ na wielkość promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi jest jego zmienność, zarówno w odniesieniu do czasu, jak i kształtu, wielkości czy grubości chmur. W wyniku analizy przebiegu rocznego i dziennego wielkości zachmurzenia oraz jego składu rodzajowego wykazano duże podobieństwo warunków nefologicznych w Krakowie, w porównaniu z zawartymi w literaturze wynikami badań z innych stacji w Polsce i Europie środkowej. Fakt ten pozwala przypuszczać, że wszelkie prawidłowości dotyczące wpływu zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne, stwierdzone na podstawie danych liczbowych z Krakowa, można odnosić do większego obszaru, położonego w podobnych warunkach geograficznych, w terenie zurbanizowanym.

Analiza cech radiacyjnych klimatu Krakowa wykazała, że o wielkości usłonecznienia decydują czynniki astronomiczne, natomiast o zmienności – meteorologiczne, zwłaszcza zachmurzenie, uwarunkowane głównie cyrkulacją atmosfery. Stwierdzono, że małe sumy usłonecznienia w zimie są spowodowane nie tylko krótkim dniem, ale także dużym zachmurzeniem oraz jego typem. Przeważające o tej porze roku zachmurzenie warstwowe tworzy zwartą powłokę nieprzepuszczającą promieniowania. W zimie dodatkowo dopływ promieniowania słonecznego ograniczony jest przez mgły i zanieczyszczenia pochodzące z zakładów przemysłowych oraz ogrzewania budynków, co przy niskim położeniu Słońca nad horyzontem ma bardzo duże znaczenie. W cieplej połowie roku, ze względu na przewagę występowania chmur konwekcyjnych, nawet przy dużym zachmurzeniu, do powierzchni Ziemi może dochodzić promieniowanie bezpośrednie przez przerwy między chmurami o budowie pionowej.

Na podstawie analizy wieloletniego przebiegu usłonecznienia zauważono, że wbrew temu co obserwujemy w przypadku innych elementów klimatu, np. temperatury czy opadów, ekstremalne zdarzenia związane z usłonecznieniem nie wystąpiły w ostatnim wieloleciu, lecz przypadają na XIX i pierwszą połowę XX wieku. Do wyjątkowych lat należą: rok 2006 mający największą w wieloleciu liczbę godzin ze słońcem w lipcu i grudniu oraz roku 1980, z najmniejszą w wieloleciu sumą roczną. Fakt, że maksymalne w wieloleciu wartości usłonecznienia nie wystąpiły w ostatnich latach, potwierdza przypuszczenie, że globalne ocieplenie klimatu jest bardziej związane z mniejszym wypromieniowaniem ciepła z powierzchni czynnej niż wzrostem promieniowania słonecznego dochodzącego do Ziemi. Różnica ta może wskazywać na mniejszą rolę chmur w przepuszczaniu dopływu promieniowania krótkofalowego

Słońca niż promieniowania długofalowego Ziemi. Prawdopodobnie kluczową rolę odgrywa występowanie chmur wysokich posiadających właściwości transmisji promieniowania słonecznego. Pewne znaczenie może mieć także wzrost w ostatnich latach częstości występowania chmur konwekcyjnych, między którymi przechodzi promieniowanie słoneczne oraz zmienność dobową struktury zachmurzenia. Średnio w Krakowie chmury *Cumulus* stanowią w południe 20% udziału w zachmurzeniu, wieczorem tylko 5%, natomiast w nocy wzrasta częstość występowania chmur warstwowych (*Stratus* o 4% w stosunku do terminu południowego, *Nimbostratus* o 3%, *Stratocumulus* o 2%, *Altostratus* o 1%), które zatrzymują wypromieniowanie Ziemi. Do wyjaśnienia tego problemu przyczyniłyby się z pewnością badania wpływu poszczególnych rodzajów chmur na amplitudę dobową temperatury powietrza. Niezwykle ważnym zagadnieniem do rozwiązania jest również ocena wpływu zachmurzenia na wielkość promieniowania długofalowego powierzchni Ziemi.

Jedną z metod określenia wpływu zachmurzenia na promieniowanie słoneczne było porównanie stosunków radiacyjnych w warunkach pogody bezchmurnej z wartościami promieniowania przy różnej wielkości zachmurzenia i poszczególnych rodzajach chmur, w atmosferze bezchmurnej bowiem zarówno przebieg roczny, jak i dzienny wartości promieniowania całkowitego jest kształtowany głównie przez zmiany długości dnia i wysokości Słońca. Warto jednak zaznaczyć, że w Krakowie i innych miastach leżących na podobnej szerokości geograficznej pogoda bezchmurna panuje stosunkowo rzadko. Średnio w roku jest 11 dni bezchmurnych, a na podstawie danych z trzech terminów klimatologicznych niebo bezchmurne występuje z częstością 8% spośród wszystkich obserwacji zachmurzenia. Warto się zatem zastanowić, czy stosunki radiacyjne przedstawiane w literaturze klimatologicznej najczęściej przy pogodzie bezchmurnej są wystarczająco reprezentatywne dla rzeczywistych warunków pogodowych? Należy wspomnieć, że większość modeli i wskaźników bioklimatycznych odnosi się do pogody bezchmurnej bądź tylko z uwzględnieniem stopnia zachmurzenia, a w mikroklimatologii badania przeprowadza się głównie przy pogodzie insolacyjnej. Z tego względu wydaje się konieczne nasilenie badań związanych z wpływem zachmurzenia na warunki radiacyjne.

Analiza zależności usłonecznienia od wielkości zachmurzenia w Krakowie potwierdziła ścisły związek tych dwóch elementów, o czym świadczy współczynnik determinacji ($R^2 = 0,98$) średniego dziennego usłonecznienia w zależności od średniego dziennego zachmurzenia, wyliczony na podstawie codziennych danych z lat 1884–2007. Największy wpływ zachmurzenia na usłonecznienie zaznacza się w czerwcu i lipcu, czyli w miesiącach o małym zachmurzeniu, z przewagą konwekcyjnego i chmur wysokich, często z niebem bezchmurnym. Usłonecznienie najslabiej zależy od zachmurzenia w miesiącach o najmniejszym usłonecznieniu i największym zachmurzeniu, przeważnie warstwowym: w grudniu, styczniu i lutym. W zimie takie czynniki, jak zanieczyszczenia, dymy z ogrzewania budynków, mgła, oszronienie kuli heliografu, mogą osłabiać promieniowanie bezpośrednie i wpływać na wielkość zapisu heliogramu. Wyznaczone linie regresji dla poszczególnych miesięcy mogą spełniać rolę nomogramu pozwalającego określać przybliżoną liczbę godzin ze słońcem na podstawie stopnia zachmurzenia. Znając wielkość zachmurzenia, za pomocą otrzymanych równań (tab. 17), można obliczyć dla stacji położonych w podobnych warun-

kach geograficznych wartość usłonecznienia (w godzinach) w każdym miesiącu i dla całego roku. Kraków reprezentuje warunki obszarów zurbanizowanych, położonych na wysokości poniżej 300 m n.p.m. Cechy radiacyjne klimatu Krakowa są kształtowane przede wszystkim przez czynniki astronomiczne uwarunkowane położeniem w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Jak wykazało porównanie z danymi z innych stacji, zachmurzenie i przezroczystość atmosfery w Krakowie wykazuje podobne wartości i zbliżony charakter przebiegu dziennego, rocznego i wieloletniego do warunków panujących w innych miastach w Polsce i Europie Środkowej. W pracy udokumentowano, że stopień pokrycia nieba chmurami i jego skład rodzajowy zależą głównie od czynników cyrkulacyjnych i tylko w niewielkim stopniu modyfikowane są przez warunki lokalne. O reprezentatywności Krakowa świadczą również wartości współczynników regresji we wzorze Blacka, ujmującym zależność promieniowania całkowitego od usłonecznienia. Współczynniki wyliczone na podstawie danych z Krakowa mają wartości zbliżone do wyznaczonych przez Podogrockiego dla obszaru Polski. Mniej od nich odbiegają niż wartości współczynników regresji obliczonych dla Łodzi.

Otrzymane na przykładzie Krakowa zależności usłonecznienia od zachmurzenia w niewielkim stopniu są zakłócone przez warunki lokalne, które mogą mieć wpływ na kształtowanie się zachmurzenia i wielkość zmierzonego promieniowania słonecznego tylko przy określonych sytuacjach synoptycznych. Do takich należą sytuacje wyżowe w chłodnej części roku, gdyż sprzyjają inwersji temperatury i koncentracji zanieczyszczeń. Z tego powodu w szczegółowych analizach należy uwzględnić możliwość niewielkich różnic wynikających z położenia Krakowa we wklęsłej formie terenu.

Do analizy wpływu poszczególnych rodzajów na usłonecznienie wybrano wyniki codziennych pomiarów i obserwacji z terminu południowego w latach 1906–2007. Rezultaty pomiarów i obserwacji z tego terminu uznano za najbardziej obiektywne i reprezentatywne, m.in. dlatego że obarczone są najmniejszym błędem wynikającym z lokalnych uwarunkowań, np. położenia Krakowa. Związek między wymienionymi zmiennymi aproksymowano modelem $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, gdzie x oznacza stopień zachmurzenia [%] o godz. 12 (Z_{12}), a y jest sumą godzinna usłonecznienia między godziną 12.00 a 13.00 (U_{12}). Współczynniki regresji a_0 , a_1 , a_2 estymowano metodą najmniejszych kwadratów. Jakość dopasowania funkcji $y(x)$ do danych oceniono za pomocą współczynnika determinacji R^2 . W tabelach zawarto wyliczone współczynniki dla wartości rocznej i sezonowych. Na wykresach zależności usłonecznienia rzeczywistego od wielkości zachmurzenia i poszczególnych rodzajów chmur przedstawiono zróżnicowanie w transmisji promieniowania słonecznego przez poszczególne rodzaje chmur. W wyniku przeprowadzonej analizy stwierdzono, że całkowite pokrycie nieba przez chmury wysokie nie przerywa rejestracji usłonecznienia przez heliograf, jedynie przy nieco grubszych chmurach *Cirrostratus* i *Cirrocumulus* wypalenie śladu na pasku jest mniej wyraźne. Spostrzeżenie to potwierdza słuszność zaproponowanej w pracy nowej definicji usłonecznienia.

Zauważono, że wpływ poszczególnych rodzajów chmur na usłonecznienie nieznacznie zmienia się w zależności od pory roku i wysokości Słońca nad horyzontem. Przy dużych wysokościach Słońca chmury mniej osłabiają promieniowanie słoneczne, dlatego usłonecznienie ma większe wartości, szczególnie w odniesieniu do chmur *Cirrus*,

Cirrostratus i *Cumulus*. W przypadku chmur o budowie pionowej bardzo ważne jest położenie chmury względem tarczy słonecznej. Nawet przy dużym zachmurzeniu, ale odsłoniętej tarczy słonecznej, rejestrowane jest usłonecznienie. Przy całkowitym zachmurzeniu nieprzepuszczalne dla promieniowania słonecznego są chmury warstwowe, przede wszystkim *Stratus* i *Nimbostratus*, przy czym nie wiadomo, czy ponad nimi nie znajdują się też inne chmury ograniczające dopływ promieniowania. Odmiana *translucidus* w przypadku chmur *Altostratus*, *Altostratus* i *Stratocumulus* pozwala na częściową rejestrację usłonecznienia.

Ze względu na fakt, że w danej chwili na niebie zachmurzenie może składać się z chmur jednego rodzaju lub kilku rodzajów równocześnie, dokonano analizy wpływu typów (układów) chmur na usłonecznienie przy zastosowaniu dwóch metod. Pierwsza z nich polegała na wyborze układów chmur ze wszystkich możliwych kombinacji zapisów obserwacji rodzajów chmur w terminie południowym. Okazało się, że grup chmur o liczebności zbioru $n \geq 400$ przypadków jest 13, głównie składających się z układu dwóch rodzajów chmur, ale zdarzały się też układy 5 rodzajów i więcej. Zbadano wpływ tych grup chmur na wielkość usłonecznienia, wykreślając dla tych zależności linie regresji i obliczając współczynniki. Analiza powyższych zależności potwierdziła wcześniejsze wyniki otrzymane dla pojedynczych rodzajów chmur. Przy całkowitym zachmurzeniu największe usłonecznienie jest rejestrowane przy chmurach *Cirrus* + *Cirrostratus*, a w dalszej kolejności *Cirrus* + *Cumulus* oraz *Cirrus* + *Altostratus* + *Cumulus*, najmniejsze zaś przy układzie chmur *Nimbostratus* + *Stratocumulus* oraz *Stratocumulus* + *Stratus*.

Drugą metodą oceny wpływu układów chmur na usłonecznienie było wydzielenie na podstawie z góry przyjętych kryteriów (wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur) typów zachmurzenia w poszczególnych dniach analizowanego okresu (1906–2007). Stwierdzono, iż w każdym typie zachmurzenia przebieg roczny usłonecznienia jest zdeterminowany czynnikiem astronomicznym – zmianą długości dnia w roku, a poszczególne typy zachmurzenia w różnym stopniu osłabiają promieniowanie słoneczne. Największa różnica w liczbie godzin ze Słońcem (ponad 14 godzin) występuje między typem pogodnym a pochmurnym w czerwcu i lipcu.

W wyniku szczegółowej analizy zależności usłonecznienia od stopnia zachmurzenia i rodzajów chmur można stwierdzić, że przebieg dzienny usłonecznienia jest doskonałym wskaźnikiem informującym o typie i zmienności zachmurzenia w ciągu dnia.

Wpływ zachmurzenia na natężenie całkowitego promieniowania słonecznego określono przez porównanie wartości natężenia promieniowania całkowitego i transmisji globalnej w dniu bezchmurnym i w dniu z pokryciem nieba przez poszczególne rodzaje chmur. Przeanalizowano zmienność wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur w dniach z maksymalnym (powyżej 1000 Wm^{-2}) natężeniem promieniowania całkowitego. Wyniki otrzymane na podstawie danych z Krakowa potwierdziły istniejące prawidłowości, iż wielkość promieniowania całkowitego zależy od: wysokości Słońca, stopnia zakrycia tarczy słonecznej i położenia chmur względem Słońca, rodzajów, gatunków i odmian chmur oraz przezroczystości atmosfery. Zauważono, że w warunkach atmosfery bezchmurnej zarówno przebieg roczny, jak i dzienny promieniowania całkowitego są odzwierciedleniem przebiegu zmian wysokości Słońca nad horyzontem, a regularny przebieg tego promieniowania ulega deformacji z powodu zachmu-

zenia i zmian przezroczystości atmosfery. Wpływ poszczególnych rodzajów chmur na natężenie promieniowania całkowitego lepiej widoczny jest w cieplej części roku ze względu na większe wartości promieniowania. W wyniku przeprowadzonej analizy potwierdzono, iż chmury w dwojaki sposób wpływają na natężenie promieniowania słonecznego: zazwyczaj osłabiają promieniowanie, a w pewnych warunkach pogodowych także je zwiększają. W Krakowie w przeważającej części roku (od stycznia do kwietnia i od sierpnia do grudnia), gdy dominują chmury warstwowe, zachmurzenie działa osłabiająco na natężenie promieniowania całkowitego. Najmniej przepuszczalne dla promieniowania słonecznego są *Nimbostratus* i *Cumulonimbus*, a w dalszej kolejności *Stratus*, *Stratocumulus* oraz *Altostratus*. Różnice natężenia promieniowania przy niebie bezchmurnym i z chmurą *Nimbostratus* dochodzą do 700 Wm^{-2} , a z chmurą *Cumulonimbus* – 800 Wm^{-2} , także chmury *Stratocumulus* wykazują bardzo duży zakres wahań (ponad 400 Wm^{-2}) osłabienia natężenia promieniowania całkowitego.

Stwierdzono, że największe średnie godzinne natężenie promieniowania całkowitego odpowiada zachmurzeniu $1/8$, gdy Słońce znajduje się najwyżej nad horyzontem, a następnie wraz ze wzrostem stopnia zachmurzenia maleje. Maksymalne (powyżej 1000 Wm^{-2}) chwilowe wartości promieniowania całkowitego są rejestrowane przy zachmurzeniu równym lub większym od $3/8$, często $6/8$. Takie sytuacje zdarzają się wyłącznie od maja do lipca, czyli w okresie, gdy Słońce znajduje się najwyżej nad horyzontem i dominują chmury konwekcyjne.

W Krakowie, podobnie jak w innych stacjach, chwilowe podwyższenie wartości promieniowania całkowitego w stosunku do warunków bezchmurnego nieba jest możliwe dla chmur o budowie pionowej oraz *Cirrus*. Sytuacja taka występuje w warunkach wysokiej przezroczystości atmosfery, gdy tarcza słoneczna nie jest pokryta chmurami i wiązka promieniowania bezpośredniego dociera bez przeszkód do powierzchni Ziemi, a dodatkowo od chmur znajdujących się w strefie okołosłonecznej dochodzi promieniowanie rozproszone. Podwyższenie natężenia promieniowania całkowitego przez silnie wypiętrzone chmury *Cumulus*, *Cumulonimbus* i w wyjątkowych przypadkach *Stratocumulus castellanus* w porównaniu z wartościami przy niebie bezchmurnym jest wywołane efektem lustrzanym i dyfrakcją promieniowania na granicy chmury. Zauważono, że tuż przed zasłonięciem tarczy słonecznej przez chmury i zaraz po jej odkryciu, natężenie promieniowania osiąga bardzo wysokie wartości, różne w zależności od rodzajów i gatunków chmur. Różnice w natężeniu promieniowania przy przykryciu Słońca przez chmury *Cirrus spissatus* wynosiły około 100 Wm^{-2} , *Cirrostratus fibratus* $150\text{--}300 \text{ Wm}^{-2}$, *Cumulus humilis* $200\text{--}300 \text{ Wm}^{-2}$, *Cumulus mediocris* 450 Wm^{-2} , *Cumulus congestus* 600 Wm^{-2} , *Cumulus* i *Stratocumulus* 600 Wm^{-2} , *Cumulus* i *Altostratus* 800 Wm^{-2} . Maksymalna chwilowa zmiana wartości natężenia promieniowania towarzyszyła chmurze *Cumulonimbus*. Na moment przed zakryciem Słońca natężenie promieniowania całkowitego wynosiło 1126 Wm^{-2} . Pół godziny później, gdy *Cumulonimbus* zasłonił prawie całe niebo ($7/8$ zachmurzenia) i tarczę słoneczną oraz wystąpił przelotny opad deszczu, natężenie promieniowania spadło do 65 Wm^{-2} .

Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że wielkość spadku natężenia promieniowania zwiększała się wraz ze wzrostem grubości chmury. W zimie z powodu małej częstości występowania chmur konwekcyjnych, przy niewielkich wysokościach Słońca nad horyzontem, różnice między maksymalnym natężeniem promieniowania

całkowitego a średnim są znacznie mniejsze (nie przekraczają 200 Wm^{-2}). Zauważalne jest również równomierne zmniejszanie się minimalnych wartości promieniowania przy całkowitym zachmurzeniu oraz stabilny dopływ promieniowania słonecznego przy tym samym typie chmur (warstwowym).

Aby ocenić, jak prawidłowości, dotyczące relacji między zachmurzeniem a czasem trwania i natężeniem promieniowania słonecznego, stwierdzone dla jednej godziny, można odnosić do całego dnia, ustalono zależność pomiędzy dzienną energią promieniowania a energią w godzinach 12.00–13.00 w postaci równania regresji kwadratowej, dla którego wyznaczono współczynniki.

Ze względu na fakt, że promieniowanie całkowite i usłonecznienie są wielkościami mierzalnymi, uznano, że związek między nimi określony liczbowo będzie bardziej obiektywny niż w przypadku wpływu zachmurzenia na promieniowanie słoneczne. Zależność między tymi elementami obliczono, uwzględniając wartości godzinne usłonecznienia i natężenia promieniowania całkowitego, wykorzystując funkcję, w której skład wchodzi współczynnik transmisji (względne średniogodzinowe natężenie promieniowania), w zależności od usłonecznienia $(R/\bar{R}_s)(U)$. Aby wyeliminować zmienność natężenia promieniowania całkowitego, wywołaną zmianami wysokości Słońca nad horyzontem, sezonowością promieniowania i rytmem dobowym, obliczono względne natężenie promieniowania całkowitego (transmisję globalną). Wyznaczone równania regresji obliczone na podstawie pojedynczych pomiarów z Krakowa i Gaika-Brzezowej można stosować dla dowolnych przedziałów godzinnych w ciągu dnia.

Na zakończenie pracy na podstawie godzinnych wartości usłonecznienia z każdego dnia w latach 1884–2007 oraz codziennych, dziesięciominutowych wyników pomiarów natężenia promieniowania całkowitego w Krakowie z lat 2004–2007 obliczono sumy promieniowania całkowitego otrzymywanego przez 1 m^2 powierzchni w ciągu godziny w każdym dniu okresu 1884–2007. Na podstawie zrekonstruowanych danych godzinnych obliczono sumy dzienne, miesięczne i roczne promieniowania całkowitego w całym okresie badań, a następnie dokonano analizy wpływu zachmurzenia na sumy całkowitego promieniowania słonecznego. Stwierdzono, że wieloletnią zmienność sum całkowitego promieniowania słonecznego można wyjaśnić zmianami zachmurzenia, uwarunkowanymi przede wszystkim cyrkulacją atmosfery modyfikowaną czynnikami antropogenicznymi. Ważną rolę w zmianach promieniowania słonecznego ogrywają aerozole atmosferyczne, które nie tylko bezpośrednio, ale i pośrednio przez wpływ na tworzenie się i właściwości chmur oddziałują na bilans energetyczny Ziemi. Zjawisko „globalnego zaciemnienia”, polegające na zmniejszeniu usłonecznienia i natężenia promieniowania słonecznego w wielu miastach Europy i Azji w latach 1960–1990, ma prawdopodobnie związek z rozwojem przemysłu i nasiloną emisją zanieczyszczeń. Nie można także zaniedbywać wpływu miasta na zachmurzenie, gdyż obszary miejskie mogą lokalnie generować rozwój chmur konwekcyjnych na skutek spiętrzenia powietrza po stronie dowietrznej miasta oraz wzbudzenia konwekcji termicznej przez nadwyżkę ciepła spowodowaną miejską wyspą ciepła. Ponadto mała zawartość pary wodnej w powietrzu i duża nadwyżka ciepła mogą prowadzić do zanikania chmur. Te dwie przyczyny mogą powodować zwiększenie usłonecznienia i sum promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi, pod warunkiem że stężenie zanieczyszczeń nie będzie wzrastało.

Analizując wieloletnie zmiany sum promieniowania słonecznego, należy zwrócić uwagę nie tylko na zmiany wielkości zachmurzenia, lecz przede wszystkim na rolę zmienności rodzajów chmur, która może mieć kluczowe znaczenie w wyjaśnieniu wpływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi.

Ze względu na brak długich ciągów pomiarów aktynometrycznych rekonstrukcja wieloletniej serii sum promieniowania słonecznego może się przyczynić do wyjaśnienia zmienności innych elementów klimatu, np. temperatury powietrza, a tym samym pomóc w znalezieniu przyczyn postępującego ocieplenia klimatu.

W pracy potwierdzono, iż zachmurzenie jest elementem klimatu bardzo zmiennym, silnie uzależnionym od wielu czynników wywołujących sprzężenia zwrotne w systemie klimatycznym. Zmiana wielkości zachmurzenia w przebiegu wieloletnim może się przejawiać w dwojaki sposób, jako przyrost liczby chmur o budowie pionowej lub zwiększenie pokrycia nieba przez chmury o dużej rozciągłości poziomej. Jeśli wzrost zachmurzenia będzie polegał na zwiększeniu częstości występowania chmur rozbudowanych pionowo, to niekoniecznie musi prowadzić do osłabienia promieniowania dochodzącego do powierzchni Ziemi. Analizując stosunki nefologiczne, ich zmienność czy wpływ na inne elementy klimatu, nie wystarczy rozpatrywać tylko wielkości zachmurzenia, ale należy uwzględniać także jego skład rodzajowy. Jak udokumentowano w pracy, poszczególne rodzaje, a nawet gatunki i odmiany chmur w różnym stopniu przepuszczają energię promienistą Słońca. Wpływ na wielkość natężenia promieniowania słonecznego, mierzonego przy powierzchni Ziemi po przejściu przez różne rodzaje chmur, zależy również od pory roku i wysokości Słońca nad horyzontem.

Wyjaśnienie zagadnienia wpływu zachmurzenia na wielkość energii słonecznej docierającej do Ziemi z pewnością pomogłoby w zrozumieniu współczesnych zmian klimatu, lecz problem ten jest w klimatologii jednym z najtrudniejszych do rozwiązania i wymaga dalszych badań, zarówno eksperymentalnych, jak i teoretycznych.

Wyniki pracy pozwalają na sformułowanie kilku wniosków o charakterze metodycznym, które być może pomogą w dalszych badaniach dotyczących roli zachmurzenia w dopływie promieniowania słonecznego:

1. Analiza wzajemnych relacji pomiędzy zachmurzeniem a promieniowaniem słonecznym potwierdziła, iż jest to problem bardzo złożony i ze względów metodycznych bardzo trudny do rozwiązania, wymagający dalszych szczegółowych badań, które powinny się opierać na ciągłej obserwacji wielkości zachmurzenia, rodzajów, gatunków i odmian chmur oraz równoczesnej rejestracji usłonecznienia i natężenia całkowitego promieniowania słonecznego. Niezwykle pomocne w wyjaśnieniu tego problemu byłyby również badania eksperymentalne dotyczące właściwości fizycznych przepuszczania promieniowania przez chmury.
2. Zachmurzenie cechuje bardzo duża zmienność w czasie, zwłaszcza w odniesieniu do chmur konwekcyjnych. Z tego względu wszelkie wartości uśrednione – dobowe, miesięczne czy roczne – nie dają rzeczywistej informacji o stosunkach nefologicznych, a przez to o dopływie promieniowania słonecznego. Wiarogodna ocena zachmurzenia dotyczy momentu obserwacji, w związku z tym wpływ chmur na inne elementy powinien być rozpatrywany w poszczególnych terminach obserwacyjnych, a nie w ciągu doby, miesiąca lub roku. Nawet ocena

średniego zachmurzenia dobowego jest niewystarczająca, bowiem np. 5/8 może oznaczać całkowite zachmurzenie rano i wieczorem, a niebo bezchmurne w ciągu dnia, lub duże zachmurzenie w dzień, a małe wieczorem i rano. Zatem różny rozkład dziennego zachmurzenia przy tej samej wartości średniej daje zupełnie inną sumę dobową usłonecznienia i całkowitego promieniowania słonecznego.

3. Należy pamiętać, że średnie dobowe zachmurzenie wylicza się na podstawie danych z trzech terminów obserwacyjnych (obecnie o godzinie 6, 12, 18 UTC), podczas gdy przynajmniej w połowie dni w roku obserwacja wieczorna jest wykonywana po zachodzie Słońca, a w styczniu, lutym, listopadzie i grudniu obserwacja poranna wykonywana jest przed wschodem Słońca, czyli w tym czasie nie jest rejestrowane usłonecznienie. Z tego względu zmienność zachmurzenia wyrażona na podstawie wartości dobowych nie w pełni wyjaśnia zmiany usłonecznienia. W związku z tym uzupełnianie danych heliograficznych na podstawie wielkości średniego dobowego zachmurzenia może być obarczone dużym błędem.
4. W badaniach wieloletniej zmienności usłonecznienia należy zwrócić uwagę na różną wartość progową heliografu Campbella-Stokesa i rejestratorów elektronicznych, gdyż nieuwzględnienie tego faktu może być przyczyną poważnych błędów i wyciągania pochopnych wniosków.
5. Przy porównywaniu częstości występowania rodzajów chmur na stacjach synoptycznych i klimatologicznych należy mieć na uwadze fakt, że na stacjach synoptycznych często nie są notowane wszystkie występujące w danej chwili rodzaje chmur, z powodu ograniczeń w kodzie SYNOP.

Problem wpływu zachmurzenia na promieniowanie słoneczne jest niesłychanie ważny zarówno z poznawczego, jak i praktycznego punktu widzenia. Otrzymane wyniki mogą być wykorzystane w wielu dziedzinach, np. w planowaniu przestrzennym i architekturze, biometeorologii oraz energetyce.

LITERATURA

- Abakumova G.M., Evnevič T. V., Nezwal E. I., Čubarova N. E., Šilovceva O. A., 1989, *Vlijanie oblakov verchnego jarusa na solnečnuju radiaciju v različnych učastkach spektra po danym nazemnych izmerenij*, [w:] *Radiacionnyje svojstva peristych oblakov*, Izdatel'stvo Nauka, Moskwa, 130–148.
- Abakumova G.M., Feigelson E.M., Russak V., Stadnik V.V., 1996, *Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union*, J. Climate, 9, 1319–1327.
- Adamczyk R., Ustrnul Z., 2006, *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zachmurzenia ogólnego na obszarze Polski*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sec. B., LXI, 15–23.
- Alexandersson H., 1986, *A homogeneity test applied to precipitation data*, Journal of Climatology, 6, 661–675.
- Angell J.K., 1990, *Variation in United States Cloudiness and Sunshine between 1950 and the Drought Year of 1988*, Journal of Climate, 3, 296–308.
- Angell J.K., Korshover J., Cotton G.F., 1989, *Variation in United States Cloudiness and Sunshine, 1950–1982*, Journal of Climate and Applied Meteorology, 23, 752–761.
- Ångström A., 1924, *Solar and terrestrial radiation*, Quart. J.R. Met. Soc., 50, 121–126.
- Anikin P.P., Šukurov A.Ch., 1989, *O propuskanii solnečnogo izlučeniya peristymi oblakami*, [w:] *Radiacionnyje svojstva peristych oblakov*, Izdatel'stvo Nauka, Moskwa, 100–108.
- Baars Ir. C., 1973, *Relation between total global radiation, relative duration of sunshine and cloudiness*, Zbornik meteoroloskih i hydroloskih radova, 4, 43–53.
- Baranowski J., 2001, *Zróźnicowanie warunków atmosferycznych w Polsce w zależności od typu cyrkulacji*, Maszynopis pracy doktorskiej, WGiSR UW, Warszawa.
- Barry R.G., Chorley R.J., 1992, *Atmosphere, weather and climate, sixth edition*, Routledge, London–New York.
- Bednar J., 1990, *Recent changes of the sunshine in Prague Region*, [w:] Brázdil R. (red.), *Climatic Change in the Historical and the Instrumental Periods*, Masaryk University, Brno, 240–242.
- Beesley J.A., Moritz R.E., 1999, *Toward an explanation of the annual cycle of cloudiness over the Arctic ocean*, J. Climate, 12, 395–415.
- Berger F.H., 1995, *The variability of cloud cover and cloud forcing inferred from NOAA AVHRR data for the North Sea*, Adv. Space Res., 16, 10, (10)29–(10)32.
- Bird R.E., Riordan C., 1986, *Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres*, Journal of Climate and Applied Meteorology, 25.
- Black J.N., 1956, *The distribution of solar radiation over the Earth's surface*, Theoretical and Applied Climatology, 7, 2, 165–189.

- Błażejczyk K., 2004, *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Bogdańska B., Podogrocki J., 2000, *Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego na obszarze Polski w okresie 1961–1995*, Mat. Badawcze, Meteorologia, 30, IMGW, Warszawa.
- Borzenkova I. I., 1965, *K metodikie rasczeta summarnoj radiacji dla uslovij gornogo plato*, Trudy GGO, 179, 98–107.
- Brázdil R., 1991, *Kolísání vybraných meteorologických prvků ve střední Evropě v období přístrojových pozorování*, Národní Klimatický Program ČSFR, Praha.
- Brenguier J.L., Pawłowska H., Schüller L., Preusker R., Fischer J., Fouquart Y., 2000, *Radiative properties of boundary layer clouds droplet, effective radius versus number concentration*, J. Atmos. Sci., 57, 803–821.
- Brooks C.F., Brooks E.S., 1947, *Sunshine recorders: a comparative study of the burning-glass and thermometric systems*, J. Meteor. 4, 105–115.
- Brys K., 2002, *Wahania natężenia promieniowania całkowitego w latach 1961–1993 we Wrocławiu*, Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń, 16–17 IX 1993, 71–82.
- Brys K., Bryś T., 2001, *Wahania natężenia całkowitego promieniowania słonecznego w 55-letniej serii wrocławskiej (1946–2000)*, Prace i Studia Geograficzne, t. 29, Warszawa, 161–171.
- Budyko M.I., 1956, *Teplovoj balans zemnoj poverkhnosti*, Gidrometizdat, Leningrad.
- Budyko M.I., 1975, *Klimat i życie*, PWN, Warszawa.
- Burzyński J., 1998, *Wielkość zachmurzenia – jej rola w zbiorach danych meteorologicznych i niektóre problemy, związane z automatyzacją pomiarów*, Wiadomości IMGW, XXI (XLII), 1, 79–90.
- Chelchowski W., 1970, *Wpływ niektórych rodzajów chmur na natężenie promieniowania całkowitego w Mirnym (Antarktyda Wschodnia) w roku 1965*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, VI (XVIII), 2 (82), 23–30.
- Chomicz K., Kuczmarska L., 1971, *Zachmurzenie i usłonecznienie w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 1–2, 69–89.
- Chromow S.P., 1977, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Chwieduk D., 2004, *Energia Słoneczna, Terminologia 1, Polska Energetyka Słoneczna, Kwartalnik Polskiego Towarzystwa Energetyki Słonecznej*, 1/2004, 29.
- Cicenko G.V., 1975, *O toénosti vyéislénija srednego mesjaénogo koliéestva oblakov*, Trudy GGO, 338, 21–25.
- Coufal L., Stuchlik F., 1962, *Oblacnost v Praze za sto let*, Meteorologicke Zpravy, XV, 128–135.
- Crowe P.R., 1987, *Problemy klimatologii ogólnej*, PWN, Warszawa.
- Czelciov N.I., 1952 a, *Albedo oblakov, Mieteorologija i Gidrologija*, 6, 24–26.
- Czelciov N.I., 1952 b, *Issledowanije otryženija, propuskanija i poglaszczenija solnecznoj radiacji oblakami niekatorych form*, Trudy, 8, 36–66.
- Davies J.A., Schertzer W., Nunez M., 1975, *Estimating global solar radiation*, Boundary-Layer Meteor., 9, 33–52.
- Degirmendzić J., 2004, *Zmiany usłonecznienia w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne*, [w:] Kożuchowski K. (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Łódź, 9–23.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, *Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 45, 3–4, 221–238.
- Dobesch H., 1992, *On the variations of Sunshine Duration in Austria*, Theor. Appl. Climatol., 46, 33–38.
- Drummond A.J., Hickey J.R., *Large-scale reflection and absorption of solar radiation by clouds as influencing earth radiation budget. New aircraft measurement. Reprints, International Conference on Weather Modification*, Canberra, Australian Academy of Science and American Meteorological Society, 267–276.

- Dubicka M., 1984, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na warunki zachmurzenia i usłonecznienia we Wrocławiu*, Materiały sympozjum: *Udział nauki polskiej w światowym programie klimatycznym*, Skierniewice, 57–58.
- Dubicka M., 1989, *Zmiany zachmurzenia i usłonecznienia w ostatnim stuleciu na przykładzie Śnieżki*, Materiały Konferencji: *Współczesne zmiany klimatyczne w Polsce*, Łódź, 48–49.
- Dubicka M., 1994, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kształtowanie warunków klimatu (na przykładzie Wrocławia)*, *Studia Geogr. LX, Acta Univ. Wratisl.*, Nr. 1581.
- Dubicka M., Karal J., 1988, *Warunki usłonecznienia we Wrocławiu z uwzględnieniem tendencji jego zmian*, *Acta Univ. Wratisl.*, 738, *Biuletyn Meteo.*, 29 (4), 77–98.
- Dubicka M., Limanówka D., 1994, *Zmienność zachmurzenia i usłonecznienia w Sudetach i Karpatach oraz na ich przedpołu*, *Acta Univ. Wratisl.*, No 1590, *Prace Inst. Geogr. Seria C, Meteorologia i Klimatologia*, 1, 45–60.
- Dubicka M., Karal J., Ropuszyński P., 1995, *Usłonecznienie we Wrocławiu w latach 1981–1992 na tle stuletniej serii obserwacyjnej*, *Acta Univ. Wratisl.*, No 1705, *Prace Inst. Geograf., Seria C, Meteorologia i Klimatologia II*, 5–21.
- Dubicka M., Pyka J.L., 2001, *Klimat Wrocławia w XX wieku, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego*, t. 29, Warszawa, 101–112.
- Duffie A., Beckman W.A., 1994, *Solar Engineering of Thermal Processes*, 2nd Edn., John Wiley, New York.
- Dyczkowski R., 1967, *O niektórych fizycznych aspektach międzynarodowej klasyfikacji chmur*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, R. XX, nr 4, s. 7–8, nr 5, s. 4–6, nr 6, s. 6–8, nr 7, s. 10–13.
- Dziewulska-Łosiowa A., 1981, *Wpływ wybuchów wulkanicznych na procesy fizyczne i chemiczne w stratosferze*, *Przegląd Geofizyczny*, 26, 1–2, 73–78.
- Dziewulski W., 1921, *O przebiegu rocznym i dziennym usłonecznienia w Wilnie (1906–1909)*, *Biul. Obs. Astr. w Wilnie*, II, 2, 3–10.
- Estupiñán J.G., Raman S., 1996, *Effects of clouds and haze on UV-B radiation*, *J. Geoph. Res.* D11, 16, 807–16,816.
- Fiedosiejewa A.I., 1953, *Albedo systemu Ziemia-atmosfera i jego rozkład po ziemnym szaru*, *Trudy GGO*, 41.
- Foukal P., 1992, *Solar luminosity variation, The Solar Cycle*, ASP, Conference Series, Vol. 27, Karen L. Harvey (ed.), London.
- Fortuniak K., Kożuchowski K., Papiernik Ż., 1998, *Roczny rytm klimatu Polski i jego sezonowe osobliwości*, *Przegląd Geograficzny*, 70, 3–4, 283–304.
- Fox R.L., 1961, *Sunshine-Cloudiness Relationships in the United States*, *Monthly Weather Review*, 89, 12, 543–548.
- Fritz S., 1949, *The albedo of the planet Earth and of clouds*, *J. Meteorol.*, 6, 4.
- Garreaud R.D., Muñoz R., 2004, *The diurnal cycle in circulation and cloudiness over the subtropical southeast Pacific: a modeling study*, *J. Climate*, 17 8, 1699–1710.
- Geiger R., 1959, *The climate near the ground*, Harvard University Press, Cambridge.
- German K., 2007, *Środowisko przyrodnicze Krakowa i jego wpływ na warunki klimatyczne*, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGI GP UJ, 11–19.
- Gluza A.F., Filipiuk E., 1995, *Usłonecznienie w Lublinie w latach 1952–1991*, *Wiad. IMGW*, 1, 91–101.
- Gluza A.F., Kaszewski B.M., 2000, *Zachmurzenie ogólne nieba w Lublinie (1947–1996)*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, XXXI – Nauki Mat. Przycz., 106, 129–140.
- Gluza A.F., Kaszewski B.M., 2007, *Wieloletnie zmiany zachmurzenia ogólnego w Lublinie (1947–2005)*, [w:] K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, Uniwersytet Jagielloński, 355–364.
- Gojsa N.I. 1930, *Ob uczotie wlijanija oblacznosti pri klimatologičeskich rasczotach summarnoj radiacji i efektiwnogo izluczenija*, *Trudy Ukr. NIGMI*, 35, 42–61.
- Gojsa N.I., Szoszin W.M., 1970, *Radiacionnyj balans oblacznych slojev St i Sc*, *Trudy Ukr. NIGMI*, 86, 96–116.

- Goldberg J., 1933, *Meteorologische Zeitschrift*, 50, Braunschweig.
- Gorczyński W., 1945, *Comparison of climate of the United States and Europe*, Polish Institute of Arts and Sciences in America, New York.
- Gorczyński W., Wierzbicka W., 1916, *O rozkładzie geograficznym dni pogodnych i pochmurnych w Polsce*. Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 9, Warszawa.
- Górski T., Górski K., 2000, *Uśłonecznienie w Puławach w ciągu lat 1923–1992*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXXI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 106, 141–156.
- Gregg W.W., Carder K. L., 1990, *A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres*, Limnology and Oceanography, 35.
- Grunow J., 1958, *Über die Beziehungen zwischen Sonnenscheindauer und Bewölkung*, Meteorologische Rundschau, 11, 4, 127–131.
- Grzeszczak E., 2003, *Mikrofizyczne własności chmur Stratocumulus mierzone w czasie eksperymentu DYCOMS – II*, Praca magisterska wykonana w Zakładzie Fizyki Atmosfery Instytutu Geofizyki UW, pdf.
- Haan C.T. 2002, *Statistical methods in hydrology*, The Iowa Stat Press, Ames IA.
- Haltiner G.J., Martin F.L., 1960, *Dinamiczeskaja i fiziczeskaja meteorologia*, Moskwa.
- Hann J., Süring R., 1939, *Lehrbuch der Meteorologie*, Leipzig.
- Henderson-Sellers A., 1986a, *Increasing cloud in a warmer world*, Climatic Change, 9, 3, 267–309.
- Henderson-Sellers A., 1986b, *Cloud changes in a warmer Europe*, Climatic Change, 8, 1, 25–52.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 115, 11 (33), 258.
- Hess M., Leśniak B., Olecki Z., Rauczyńska-Olecka, 1980, *Wpływ krakowskiej aglomeracji miejsko-przemysłowej na promieniowanie słoneczne dochodzące do powierzchni Ziemi*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 51, 7–73.
- Hess M., Olecki Z., 1990, *Wpływ zanieczyszczenia powietrza na stosunki radiacyjne w Krakowie*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 77, 29–43.
- Hewson E.W., Longley R.W., 1944, *Meteorology, Theoretical and Applied*, Wiley, New York.
- Horecka V., 1990, *Trend of sunshine in Slovakia*, [w:] Brázdil R. (red.), Climatic Change in the Historical and the Instrumental Periods, Masaryk University, Brno, 246–248.
- Houghton H.G., 1954, *On the annual heat balance of the Northern Hemisphere*, J. Meteor., 11, 1–9.
- Hoyt D.V., 1977, *Percent of Possible Sunshine and the Total Cloud Cover*, Monthly Weather Review, 105, 648–652.
- Janiszewski F., 1975, *Wskazówki dla posterunków meteorologicznych*, IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Janiszewski F., 1988, *Instrukcja dla stacji meteorologicznych*, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa.
- Jaworska B., Strauch E., Walczewski J., 1964, *Technika samolotowych badań struktury chmur*, Przegląd Geofizyczny, 9, 2, 157–172.
- Juda J., Budziński K., 1961, *Zanieczyszczenie atmosfery*, Warszawa.
- Justus C.G., Paris M.V., 1985, *A model for solar pectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere*, Journal of Climate and Applied Meteorology, 24.
- Kaczmarek Z., 1970, *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Kaczorowska Z., 1986, *Pogoda i klimat*, Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Kalitin N.N., 1950, *Summarnaja radiacja w Pawłowskie*, Trudy GGO, 19, (81)130–160.
- Kaszewski B. M., 1983, *Próba wydzielenia naturalnych okresów synoptycznych na podstawie częstości typów cyrkulacji nad Polską*, Przegląd Geofizyczny, 28, 2, 195–207.
- Kaszewski B.M., 1992, *Typy cyrkulacji a typy pogody w Polsce*, Rozprawy Habilitacyjne, 42, Wyd. UMCS, Wyd. BiNoZ, Lublin, 92.
- Keevallik S., Russak V., 2001, *Changes in the amount of low clouds in Estonia (1955–1995)*, International Journal of Climatology, 17, 1433–1450.

- Kędziora A., 1995, *Podstawy agrometeorologii*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Poznań.
- Klein S.A., Hartmann D.L. 1993, *The seasonal cycle of low stratiform clouds*, J. Climate, 6, 1587–1606.
- Kłysik K., 1969, *O usłonecznieniu w Polsce*, Zesz. Nauk. UŁ, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Seria II, 32, 89–103.
- Kłysik K., 1974, *Cechy dobowego i rocznego przebiegu usłonecznienia w Łodzi*, Zesz. Nauk. UŁ, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Seria II, 63, 23–32.
- Koczorowska Z., Zawadzki T., 1996, *Ocieplenie globalne, czy wręcz przeciwnie*, Gazeta Obserwatora IMGW, 4, 3–4.
- Kondracki J., 1991, *Typologia i regionalizacja środowiska przyrodniczego* [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 561–603.
- Kondratiew K.J., 1965, *Aktinometrija*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratiew K.J., 1969, *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, New York.
- Kondratiew K.J., Binienko W.I., 1984, *Wlijanije oblačnosti na radiaciju i klimat*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratiew K.J., Binienko W.I., Djaczenko L.N., 1981, *Albedo i ugłowyye charakteristiki otrazhenija podstilauszcziej powierknosti i oblakow*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratiew K.J., Binienko W.I., Mielnikova I.N., 1998, *Absorption of solar radiation by cloud and aerosols in the visible wavelenght region*, Meteor. Atmos. Phys., 65, 1–10.
- Kondratiew K.J., Timofiejew J.M., 1970, *Termicheskie zondirovanije atmosfery so sputnikow*, Leningrad.
- Kossowska-Cezak U., Martyn D., Olszewski K., Kopacz-Lembowicz M., 2000, *Meteorologia i klimatologia. Pomiary obserwacje, opracowania*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa-Łódź.
- Kossowski J., Łykowski B., 2007, *Sumy dzienne promieniowania słonecznego w okresie letnim w Felinie koło Lublina i ich związek z usłonecznieniem i zachmurzeniem*, *Daily sums of solar radiation during summer period in Felin near Lublin and their relationship with sunshine duration and cloudiness*, Przegląd Naukowy, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 16, 1 (35), 74–84.
- Kostianoj G.N., Kuriłowa J.W., 1966, *O radiacyjnych svojstwach oblačnosti*, Trudy, CAO, 70, 31–40.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*, IGiPZ PAN, Monografie 1, Warszawa.
- Koźmiński Cz., Michalska B., 2005, *Usłonecznienie w Polsce*, Sunshine in Poland, Akademia Rolnicza w Szczecinie, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin.
- Koźuchowski K., 1973, *Satelitarne badania radiacji*, Przegląd Geofizyczny, XVIII (XXVI), 1–2, 169–186.
- Koźuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce – sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Łódź.
- Koźuchowski K. (red.), 2005, *Meteorologia i klimatologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kuchinke C., Nunez M., 1999, *Cloud transmission estimates of UV-B erythema irradiance*, Theor. Appl. Climatol., 63, 149–161.
- Kuczmarska L., 1970, *O związku między całkowitym promieniowaniem słonecznym a czasem usłonecznienia w Polsce*, Wiad. Śl. Hydr. Met., VI, 2 (82), 51–55.
- Kuczmarska L., Paszyński J., 1964a, *Przebieg roczny całkowitego promieniowania słonecznego w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 3–4, 275–279.
- Kuczmarska L., Paszyński J., 1964b, *Rozkład promieniowania całkowitego na obszarze Polski*, Przegląd Geograficzny, 4, 691–702.
- Kuczmarski M., 1982a, *Usłonecznienie i zachmurzenie w Krakowie*, Przegląd Geofizyczny, 27, 3–4, 241–249.

- Kuczmarski M., 1982b, *Uslonecznienie w Polsce w okresie 1961–1970*, Czas. Geogr., 53, 2, 149–157.
- Kuczmarski M., 1990, *Uslonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii*, Dok. Geogr., 4, 67.
- Lach J., Morawska-Horawska M., Ziętara T., 1996, *Tendencje zmian w zanieczyszczeniu powietrza w Krakowie po II wojnie światowej*, Folia Geographica, series Geographica-Physica, 26–27 (1994/1995), 39–57.
- Lauscher F., 1932, *Über ein Hilfsmittel zur Verhinderung von Reifensatz an Sonnenschein-Auto-graphenkugeln*, Meteorologische Zeitschrift, 49, Braunschweig.
- Lauscher F., 1989, *Schätzungen der Sonnenscheindauer ohne Registriergerät, Sonderdruck aus Bulletin der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie*, 3, 1–10.
- Lewik P., Matuszko D., Morawska-Horawska M., 2009, *Multi-annual variability of cloudiness and sunshine duration in Cracow between 1826 and 2005*, [w:] R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brázdil, M. Kejna (red.), *The Climate of Poland in Historical Times in Relation to the Climate of Europe*, Advances in Global Change Research (w druku).
- Lewińska J., Zgud K., Baścik J., 1983, *Określenie uwarunkowań środowiska przyrodniczego dla krytycznej wielkości miasta*, Instytut Kształtowania Środowiska, Kraków (maszynopis).
- Lewińska J., 2000, *Klimat miasta. Zasoby, zagrożenia, kształtowanie*, Instytut Gospodarki Prze-strzennej i Komunalnej, Oddział w Krakowie, Kraków.
- Limanówka D., Ustrnul Z., 2002, *Zmienność zachmurzenia w profilu pionowym polskich Karpat, Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Sympozjum klimatologiczne na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń, 16–17 IX 1993, 131–138.
- Liou K.N., 1976, *On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy at-mospheres*, J. Atmos. Sci., 33, 798–805.
- Liou K.N., 2002, *An introduction to atmospheric radiation*, Academic Press, Boston.
- List R.J., 1966, *Smithsonian Meteorological Tables. 6th revised edition*, The Smithsonian Institu-tion, Washington.
- Lockwood J.G., 1984, *Procesy klimatotwórcze*, PWN, Warszawa.
- London J., 1957, *A Study of the Atmospheric Heat Balance*, Final Report, project 131, New York University Dept. of Meteorology and Oceanography, New York.
- Lumb F.E., 1964, *The influence of cloud on hourly amounts of total solar radiation at the sea sur-face*, Q. Jl. R. Met. Soc., 90, 43.
- Madany A., 1996., *Fizyka atmosfery, wybrane zagadnienia*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa.
- Manabe S., Strickler R.F., 1964, *Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjust-ment*, J. Atmos. Sci., 21, 361–385.
- Marciniak K., Wójcik G., 1991, *The variation of sunshine duration in the middle part of northern Poland during the period 1946–1989*, Zesz. Post. Nauk. Roln., 396, 109–115.
- Matuszko D., 1991, *Występowanie nieba bezchmurnego i dni bezchmurnych w Krakowie*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 83, 138–148.
- Matuszko D., 1992, *Wieloletnie zmiany zachmurzenia w Krakowie*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 88, 147–156.
- Matuszko D., 1998, *Zachmurzenie w Krakowie (1906–1995)*, Przegląd Geofizyczny, XLIII., 3–4, 207–219.
- Matuszko D., 2000, *Frequency of occurrence of particular cloud genera at noon and during cer-tain synoptic situations in Cracow*, Częstość występowania poszczególnych rodzajów chmur w godzinach południowych w Krakowie przy określonych sytuacjach synoptycznych, Prace Geograficzne IGI GP UJ, 105, 85–110.
- Matuszko D., 2000/2001, *Difficulties in visual cloud cover assessment – a study based on long – term nephologic observation series in Cracow*, Trudności w wizualnej ocenie zachmurzenia – na podstawie wieloletnich obserwacji nefologicznych w Krakowie, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Lublin-Polonia, sec. B, vol. LV/LVI, 28, 231–238.

- Matuszko D., 2001, Porównanie stosunków nefologicznych w Krakowie i Pradze, *Folia Geographica*, ser. Geogr. Physica, [w:] M. Morawska-Horawska, T. Niedźwiedz (red.), Wybrane zagadnienia klimatologii Polski Południowej, 31–32, (2000–2001), 59–71.
- Matuszko D., 2002a, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na zachmurzenie w Krakowie*, [w:] A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Akademia Morska w Gdyni, Gdynia, 141–146.
- Matuszko D., 2002b, *Long-term course of cloud genera frequency in Cracow (1906–2000)*, EOS, American Geophysical Union, Washington, 83, 46, 528.
- Matuszko D., 2003, *Cloudiness changes in Cracow in the 20th Century*, *International Journal of Climatology*, 23, 8, 975–984.
- Matuszko D., 2006, *Chmury i pogoda*, Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Matuszko D., Jędrychowski I., 2006, *Pomiary usłonecznienia w Krakowie*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, Lublin-Polonia, sec. B, vol. LXI, 33, 284–289.
- Matuszko D., 2007a, *Zachmurzenie*, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGiGP UJ, 87–97.
- Matuszko D., 2007b, *Usłonecznienie*, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGiGP UJ, 75–86.
- Matuszko D., Piotrowicz K., 2007, *Warunki bioklimatyczne*, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGiGP UJ, 169–186.
- Matuszko D., Soroka J., 2009, *Spostrzeżenia dotyczące wpływu zachmurzenia na maksymalne wartości natężenia całkowitego promieniowania słonecznego*, *Prace Geograficzne IGiGP UJ*, 122, 39–48.
- Mazin I.P., Hrgian A.H., 1989, *Oblaka i oblacznaja atmosfera*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Mazurin N.I., 1961, *Sinopticzeskije usłowija formirowanija pieristo-słoistej oblacznosti i nadpierzistych oblacznich obrazowanii*, Sb. Issledowanija oblakov, osadkov i grozovovo elektricestwa, Moskwa.
- Mc Donald W.E., 1938, *Atlas of Climatic Charts of the Oceans*, WB No. 1247, U.S. Gov't. Printing Office, 39 pp. and charts.
- McGuffie K., Henderson-Sellers A., 1997, *A Climate Modelling Primer*. Second Edition. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Michalczewski J., 1951, *Częstotliwość występowania rodzajów chmur w Zakopanem*, *Przegl. Meteor.*, 3–4, 117–122.
- Michalczewski J., 1955, *Usłonecznienie i zachmurzenie w Zakopanem*, *Przegl. Met. i Hydr.*, 8, 3–4, 227–233.
- Michalczewski J., 1959, *Usłonecznienie i zachmurzenie Zakopanego w latach 1924–1948*, *Wiadomości Służby Hydrol.-Meteorol.*, VI, 5, 51–62.
- Michna E., 1957, *Częstotliwość występowania rodzajów chmur w Lublinie*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, X, 6, sec. B, 301–315.
- Michna E., 1959a, *Zachmurzenie Przemyśla*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, 7, sec. B, 201–220.
- Michna E., 1959b, *Zachmurzenie Rzeszowa w latach 1947–1958*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, 8, sec. B, 202–218.
- Michna E., 1974, *Usłonecznienie województwa lubelskiego na tle usłonecznienia Polski*, *Folia Societatis Scientiarum Lublinensis*, 16, sec. D, 37–42.
- Michna E., Paczos S., 1968 (druk 1970), *Zachmurzenie, usłonecznienie i promieniowanie słoneczne w Bieszczadach Zachodnich*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, vol. XXIII, 7, sec. B, 177–197.
- Międzynarodowy atlas chmur i wygląków nieba*, 1932, Międzynarodowy Komitet Meteorologiczny, Komisja do Badań Chmur, wyd. Państwowy Instytut Meteorologiczny, Warszawa, s. 47 + 41 planszy.

- Międzynarodowy atlas chmur*, Atlas skrócony, 1959, PIHM, Seria A, Nr 42, Wydawnictwa Komunikacyjne, Warszawa, s. VIII + 72 + 72 plansze + 3.
- Miętus M., 2002a, *O ciągłości i jednorodności serii klimatycznych na przykładzie rezultatów pomiarów w Koszalinie*, *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń 16–17 IX 1993, 323–335.
- Miętus M., 2002b, *Czy homogenizacja długoletnich serii klimatologicznych jest niezbędna?*, *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń 16–17 IX 1993, 337–340.
- Molga M., 1987, *Meteorologia rolnicza*, PWRiL, Warszawa.
- Monteith J.R.L., 1977, *Fizyka środowiska biologicznego*, PWN, Warszawa.
- Monteith J.L., Unsworth M.H., 1988, *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.
- Morawska M., 1963, *Zachmurzenie i usłonecznienie Krakowa w latach 1859–1958*, Prace PIHM, 81, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Morawska-Horawska M., 1981, *Anomalie pogody oraz ich związek z zanieczyszczeniem powietrza*, Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe, Przyroda, Człowiek, Przyroda, PAN, Kraków, 25–29.
- Morawska-Horawska M., 1984, *Współczesne zmiany w zachmurzeniu i usłonecznieniu Krakowa na tle 120-lecia*, *Przegląd Geofizyczny*, 3, 271–284.
- Morawska-Horawska M., 1985, *Cloudiness and sunshine in Cracow 1861–1980 and its contemporary tendencies*, *Journal of Climatology*, 5, 633–642.
- Morawska-Horawska M., 2002, *Tendencje zachmurzenia i usłonecznienia Krakowa w latach 1861–1990*, *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń 16–17 IX 1993, 341–351.
- Morawska-Horawska M., Olecki Z., 1996, *Wieloletnie zmiany w zachmurzeniu, usłonecznieniu i dopływie promieniowania słonecznego w Krakowie*, *Folia Geographica, ser. Geographica-Physica*, 26/27, 59–74.
- Niedziałek H., 1981, *Całkowite promieniowanie słoneczne a masy powietrzne w Puławach w latach 1966–1975*, *Przegląd Geofizyczny*, 1–2, 85–94.
- Niedźwiedz T., 1981, *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*, *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, nr 58, Kraków.
- Niedźwiedz T., 1988, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1951–1985)*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 71.
- Niedźwiedz T., 1995, *Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Polską południową*, [w:] Krawczyk B., Błażejczyk K. (red.), *Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą*, Sympozjum z okazji 40-lecia Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN, Radzików, 7–8 listopada 1994, *Conference Papers* 23, IGiPZ PAN, 7–18.
- Niedźwiedz T., 1997, *Sprawozdanie z prac wykonanych w roku 1997, temat M-2, Zmienność wybranych wskaźników cyrkulacji atmosfery*, IMGW Oddział w Krakowie (maszynopis).
- Niedźwiedz T., 2007, *Kalendarz typów cyrkulacji dla Polski południowej*, plik komputerowy, Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec, <http://klimat.wnoz.us.edu.pl/podstrony/kalendarztn.html>
- Norris J.R., 2000, *What can clouds observations tell us about climate variability?* *Space Science Reviews*, 94, 375–380.
- Norris J.R., 2005, *Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing*, *J. Geophys. Res.*, 110, D8, D08206.1–D08206.17.

- Norris J.R., 2006, *Observed interdecadal changes in cloudiness: real or spurious?*, [in:] *Climate Variability and Extremes During the Past 100 Years*, S. Brönnimann et al.(ed.), Springer, 33, Part II, 169–178, DOI 10.1007/978-1-4020-6766-2.
- Obreńska-Starkłowa B., 1982, *Contribution of the research workers of the climatological station of the Jagiellonian University to the investigations in the field of meteorology and climatology performed in the XIXth and XXth*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 55, 31–62.
- Obreńska-Starkłowa B., Leśniak B., Niedźwiedź T., 1984, *Metoda oceny klimatu „naturalnego” Krakowa*, Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji nt. Klimat i bioklimat miast, Łódź, Wyd. Uniw. Łódzki, 36–50.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Ohvriil H., Neiman L., Teral H., Tee M., Russak V., Okulov O., Kallis A., Abakumova G., Terez E., Guschchin G., Terez G., Olmo F.J., Alados-Arboledas L., Laulainen N., 2006, *Multi-annual variability of atmospheric transparency in some European locations* [in:] *Conference on Visibility, Aerosols and Atmospheric Optics*, Vienna, September 3 to 6 2006, Abstracts 2006.
- Okołowicz W., 1962, *Zachmurzenie Polski*, Prace Geograficzne, nr 34, IG PAN, Warszawa.
- Olecki Z., 1975, *Oddziaływanie dużego ośrodka miejsko-przemysłowego na dopływ promieniowania słonecznego (na przykładzie Krakowa)*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 41, 37–86.
- Olecki Z., 1989, *Bilans promieniowania słonecznego w dorzeczu Górnej Wisły*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 157, Kraków.
- Olecki Z., 1992, *Przezroczystość atmosfery w krakowskiej aglomeracji miejsko-przemysłowej*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 90, 25–32.
- Olszewski K., 1990, *Zmiany dobowe wielkości zachmurzenia w różnych masach powietrznych*, Przegląd Geofizyczny, 3–4, 169–174.
- Papež A., 1973, *Pokles slunečihó svitu vlivem znečišteni ovsuđi v Praze na Karlove*, Meteorologické. Zpravy, XXVI, 136–140.
- Parczewski W., 1957, *O współzależności między rodzajami chmur a przebiegiem usłonecznienia*, Przegląd Geofizyczny, 4, 209–219.
- Parczewski W., 1976, *Termiczne warstwy hamujące w Polsce*, Prace IMGW, 8, 5–47.
- Paszyński J., Niedźwiedź T., 1991, *Klimat*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Paszyński J., Rojan P., 1991, *The relationship between sunshine duration and structure of global solar radiation*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 396.
- Paszyński J., Skoczek J., Miara K., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokumentacja Geograficzna, 14, PAN IGiPZ, Warszawa.
- Pawłowska H., Brenguier J.L., 2000, *Microphysical properties of Stratocumulus clouds during ACE-2*, Tellus B, 815–827.
- Pawłowska H., Brenguier J.L., 2003, *An observational study of drizzle formation in Stratocumulus clouds for general circulation model (GCM) parametrization*, J. Geophys. Res., 108 (D15), 8630, DOI: 10.1029/2002 ID 002679.
- Pawłowska H., Brenguier J.L., Schüller L., 1999, *Microphysical and Radiative Properties of Stratocumulus, Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 24, 8, 927–932.
- Penman H. L. 1948, *Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass*, Proc. Roy. Soc. London, 193, 120–145.
- Podogrocki J., 1978, *Spatial distribution of global solar radiation in Poland*, Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., D5-120, 17–30.

- Podstawczyńska A., 2004a, *Cechy dobowego i rocznego przebiegu usłonecznienia w Łodzi w latach 1951–2000, 100 lat obserwacji meteorologicznych w Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 89, 131–145.
- Podstawczyńska A., 2004b, *Ultrafioletowe i całkowite promieniowanie słoneczne w Łodzi w latach 1997–2001, 100 lat obserwacji meteorologicznych w Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 89, 161–178.
- Podstawczyńska A., 2007, *Cechy solarne klimatu Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, Folia Geographica Physica, 7, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Polska Norma PN-EN ISO 9488, 2006, *Energia słoneczna*, Terminologia, PKN, Warszawa.
- Promieniowanie słoneczne*, 1983, IMGW, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Ramanathan V., Crutzen P.J., Kiehl J.T., Rosenfeld D., 2001, *Aerosols, climate and the hydrological cycle*, Science, 294 (5549), 2119–2124.
- Raport o stanie środowiska w województwie małopolskim w 2005 r.*, 2006, Biblioteka Monitoringu Środowiska, serwis internetowy Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Krakowie: <http://www.krakow.pios.gov.pl/raport05/>.
- Raport o stanie środowiska w województwie małopolskim w 2006 r.*, 2007, Biblioteka Monitoringu Środowiska, serwis internetowy Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Krakowie: <http://www.krakow.pios.gov.pl/raport06/>.
- Raport o stanie środowiska w województwie małopolskim w 2007 r.*, 2008, Biblioteka Monitoringu Środowiska, serwis internetowy Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Krakowie: <http://www.krakow.pios.gov.pl/raport07/>.
- Reiche H., 1973, *Sonnenscheindauer und Bewölkung*, [w:] *Klima und Witterung im Erzgebirge*, Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr 104 (Band XIII), Akademie Verlag Berlin.
- Reynolds D.W., Vonder Haar H., Cox S.K., 1975, *The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere*, J. Appl. Meteor., 14, 433–444.
- Robinson P.J., 1977, *Measurements of downwards scattered solar radiation from isolated Cumulus clouds*, J. Appl. Meteor., 16, 620–625.
- Rojecki A., 1936, *Usłonecznienie i zachmurzenie w Wilnie i Trokach*, Biuletyn Obserwatorium Astronomicznego w Wilnie, II, 12, 31–48.
- Romer E., 1949, *Regiony klimatyczne Polski*, Prace Wrocławskiego Tow. Naukowego, 3, 144–153.
- Różdżyński K., 1996, *Miernictwo meteorologiczne*, t. 2, IMGW, Warszawa.
- Salomonik S., 1958, *Wstępne wyniki radarowych obserwacji chmur*, Przegląd Geofizyczny, 3, 1, 3–7.
- Samojlov A., 1970, *Analiz atmosferycznych frontov*, Gidrometeizdat, Leningrad.
- Schmuck A., 1959, *Zarys klimatologii Polski*, PWN, Wrocław–Warszawa.
- Schönwiese Ch.D., 1997, *Klimat i człowiek*, Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Schüepp M., 1978, *Die Bewölkungsverhältnisse im Alpengebiet bei verschiedenen Wetterlagen*, Proceedings of the Fifteenth International Meeting on Alpine Meteorology. 1 Teil, Grindelwald, Schweiz, 150–153.
- Segal M., Davis J., 1992, *The impact of deep Cumulus reflection on the ground-level global irradiance*, J. Apply. Meteor., 31, 217–222.
- Seide R. N., 1954, *The distribution of cloudiness by type and height in the Northern Hemisphere for spring and fall*, M.S. thesis, New York University, New York.
- Selezneva E.S., 1957, *Niekotoryje riezultaty issledowanija wnutrimassowych oblakov*, Sb. Issledowanija oblakov, osadkov i grozovovo elektricziestwa, Leningrad.
- Sellers W.D., 1965, *Physical Climatology*, The University of Chicago Press, Chicago–London.
- Serafin D., 1992, *Analiza zachmurzenia na cyfrowych obrazach satelitarnych o wysokiej zdolności rozdzielczej AVHRR*, Wiadomości IMGW, XV (XXXVI), 1–2, 69–77.
- Sivkov S.I., 1964, *O wyčislenii vozmożnoj i otnositel'noj prodolżitel'nosti solnečnogo sijanija*, Trudy GGO, vypusk 160, 32–38.

- Sivkov S.I., 1968, *Metody rasčeta charakteristik solnečnoj radiacii*, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo, Leningrad.
- Słomka J., 1957, *Usłonecznienie we Wrocławiu*, Pr. Wrocł. Tow. Nauk., seria B, nr 79, Wrocław.
- Słomka J., 1966, *Badanie dopływu promieniowania słonecznego zakresach widm ważnych dla procesów energetycznych i biologicznych*, Mat. i Prace Zakł. Geod. PAN, 11.
- Słomka K., 1976, *Preliminary analysis of the effect of solar zenith distance, total ozone content, atmospheric turbidity and cloudiness on the solar UV radiation measured with a Robertson-Berger meter*, Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., D3–106, 39–47.
- Słomka K., 1979, *Wpływ odległości zenitalnej Słońca, całkowitej zawartości ozonu, zmętnienia atmosfery i zachmurzenia na nadfioletowe promieniowanie słoneczne rejestrowane miernikiem Robertsona-Bergera w Belsku i Warszawie*, Probl. Uzdr., 9/10, 285–289.
- Słownik języka polskiego*, 1988, PWN, Warszawa.
- Słownik meteorologiczny*, (red.) T. Niedźwiedź, 2003, PTGeofiz., IMGW, Warszawa.
- Stenz E., 1922, *Natężenie promieniowania słonecznego i insolacja w Warszawie według pomiarów w okresie 1913–1918*, Roczniki PIM, R.1919, 14–38.
- Stenz E., 1926, *O usłonecznieniu Czarnohory*, Kosmos, R. 51.
- Stenz E., 1929, *Zachmurzenie i usłonecznienie Karpat Wschodnich*, Kosmos, R. 54.
- Stenz E., 1934, *O usłonecznieniu możliwym miejscowości górskich wyznaczaniem geometrycznie*, Wiad. Meteorol. i Hydrol. 14, 1–3, 1–6.
- Stenz E., 1952, *Zachmurzenie Polski*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 1–2, 69–81.
- Struzik P., 1998, *Możliwości zastosowania obrazów satelitarnych METEOSAT do oceny stopnia zachmurzenia*, Maszynopis, IMGW, Oddział w Krakowie, Kraków.
- Styszyńska A., 1995, *Dopływ promieniowania Słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji*, Prace Naukowe WSM, Gdynia.
- Styszyńska A., 2002, *Nowa metoda obliczania dopływu promieniowania całkowitego Słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji, Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń 16–17 IX 1993, 107–119.
- Suckling P.W., Hay J.E., 1977, *A cloud layer-sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation*, Atmosphere, 15, 4, 194–207.
- Sun B., Groisman P.Ya., 2000, *Cloudiness Variations over the Former Soviet Union*, International Journal of Climatology, 20, 1097–1111.
- Sun B., Groisman P.Ya., Mokhov I.I., 2001, *Recent changes in cloud-type frequency and inferred increases in convection over the United States and the Former USSR*, J. Climate, 14, 1864–1880.
- Svensmark H., Friis-Christensen E., 1997, *Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships*, J. Atm. and Solar Terrestrial Physics, 59, 11, 1225–1232.
- Szyga-Pluta K., 2002, *Częstość występowania rodzajów chmur w Polsce Północno-Zachodniej*, ad rem, Poznań.
- Tablice słoneczne do użytku obserwatorów stacji aktynometrycznych*. 1976, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Tamulewicz J., 1974, *Zachmurzenie ogólne nieba w Poznaniu*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., T.27, Seria A, Geogr. Fiz., Poznań, 157–176.
- Tamulewicz J., 1997, *Pogoda i klimat Ziemi*, t. 5 [w:] *Wielka encyklopedia geografii świata*, wyd. Kurpisz, Poznań.
- Tamulewicz J., 2000, *Zachmurzenie nieba w Poznaniu na tle typów cyrkulacji atmosfery*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., T.51, Seria A, Geogr. Fiz., Poznań, 133–146.
- Tomlain J., 1979, *K raspredeleniju summarnoj solnečnoj radiacii v gornych rajonach CSSR*, VII Miezdun. Konf. po Met. Karpat, Bratislava, 237–244.

- Trepińska J., 1982, *Characterization of the measurement series at the Jagiellonian University climatological station, Results of studies of the climatological station of the Jagiellonian University in Cracow*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 55, 9–29.
- Trepińska J., 1992, *Cykle aktywności Słońca-cykle klimatyczne-cykliczność w przebiegu ciśnienia i temperatury powietrza w Europie*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 90, 7–21.
- Trepińska J., (red.), 1997, *Wahania klimatu w Krakowie 1792–1995*, IG UJ, Kraków.
- Trepińska J., Ptak D., 2006, *Dziewiętnastowieczne obserwacje meteorologiczne w Krakowie i ich znaczenie w badaniach współczesnych zmian klimatu*, [w:] J. Trepińska, Z. Olecki (red.), *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego*, IGiP UJ, 101–115.
- Trybowski Cz., 1955, *Zachmurzenie i usłonecznienie Rabki*, Wiad. Śl. Hydr. i Met., 5, 3–15.
- Tunnell G.A., 1957, *A statistical analysis of vertical variation of sunshine over Germany*, The Meteorological Magazine, 86, 1016, 41–46.
- Twomey S., 1977, *The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds*, J. Atmos. Sci., 34, 1149–1152.
- Ukrainev V.N., 1939, *Približennoje vycislenije summ priamoj i rassejannoj radiacji*, Met. i Gidr., 2, 3–18.
- Ustrnul Z., 1997, *Uzupełnianie i weryfikacja danych krakowskiej serii pomiarowej temperatury i ciśnienia powietrza z lat 1792–1825*, [w:] Trepińska J. (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, 79–88.
- Ustrnul Z., Niedźwiedz T., 1994, *Sprawozdanie z prac wykonanych w roku 1994, temat M-2, Wstępna analiza zachmurzenia Polski w ujęciu klimatologii synoptycznej*, IMGW Oddział w Krakowie (maszynopis).
- Vonder Haar T.H., Cox S.K., 1972, *Simultaneous measurements of solar radiation from aircraft and satellites during BOMEX*. In preprints. Conference on Atmospheric radiation. Fort Collins, Amer. Meteor. Soc., 128–133.
- Vowinckel E., Orvig S., 1962, *Relation between solar radiation and cloud type in the Arctic*, J. Appl. Meteor., 1, 552–559.
- Walczewski J., 1984, *Charakterystyki warstwy granicznej atmosfery nad Krakowem w oparciu o wyniki sondażu akustycznego*, Materiały Badawcze IMGW, Seria: Meteorologia, 9, Warszawa.
- Warakomski W., 1961, *Częstotliwość występowania rodzajów chmur w Polsce w okresie 1950–1959*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, vol. VII, 11, sec. B, 207–256.
- Warakomski W., 1962, *O częstości występowania poszczególnych rodzajów chmur w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, R. VII (XV), 3, 185–192.
- Warakomski W., 1963, *Zachmurzenie w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, R. VIII (XVI), 1–2, 21–35.
- Warakomski W., 1969, *Zachmurzenie i rodzaj chmur w zależności od mas powietrznych w Polsce*, Rozprawy habilitacyjne, Wydział BiNoZ UMCS, Lublin.
- Warakomski W., 1974, *Zachmurzenie wewnątrzmasowe w Polsce*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, vol. XXIX, 4, sec. B, 77–105.
- Warakomski W., Wyleżyńska A., 1965, *Porównanie wielkości zachmurzenia oraz częstości występowania poszczególnych rodzajów chmur w Lublinie na podstawie wyników 3- i 24-krotnych obserwacji na dobie*, Przegląd Geofizyczny, X (XVIII), 3–4, 283–290.
- Warren S.G., Hahn C.J., London J., 1985, *Simultaneous Occurrence of Different Cloud Types*, Journal of Climate and Applied Meteorology, 24, 658–667.
- Warren S.G., Eastman R.M., Hahn C.J., 2006, *A Survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971–1996*, J. Climate, 20, 717–738.
- Weber G.R., 1990, *Spatial and temporal variation of Sunshine in the Federal Republic of Germany*, Theor. Appl. Climatol., 41, 1–9.
- Webster F.B., 1969, *A short investigation into the relationship between the duration of sunshine and total cloud amount*, Meteorological Magazine, 98, 87–92.

- Wibig J., 2003, *Cloudiness variability in Łódź between 1931 and 2000*, [w:] J.L. Pyka, M. Dubicka, A. Szczepankiewicz-Szmyrka, M. Sobik, M. Błaś (red.), *Man and climate in the 20th century*, Studia Geogr. 75, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2542, 292–303.
- Wibig J., 2004, *Zachmurzenie w Łodzi w latach 1951–2000, 100 lat obserwacji meteorologicznych w Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 89, 115–129.
- Wibig J., 2008, *Cloudiness variations in Łódź in the second half of the 20th century*, International Journal of Climatology, 28, 4, 479–491.
- Wierzbicki D., 1889, *Instrukcja dla stacyj meteorologicznych niezupełnych*, Drukarnia UJ, Kraków.
- Wilczek Z., 1986, *Występowanie zachmurzenia frontowego nad Polską w latach 1961–1975*, Przegląd Geofizyczny, XXXI, 2, 163–176.
- Wilczek Z., 1994, *Meteorologiczne warunki lotów w strefach chmur frontowych*, Przegląd Wojsk Lotniczych i Obrony Powietrznej, 4, 58–65.
- Wilczek Z., 1995, *Występowanie i warunki lotów w rozległych strefach zachmurzenia frontowego nad Polską*, Biuletyn Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych, 2 (67) 95, Dęblin, 127–144.
- Wilczek Z., 2000, *Próba klasyfikacji zachmurzenia w aspekcie składowych bilansu promieniowania i typów cyrkulacji*, Acta Agrophysica, 34, 199–207.
- Wojkowski J., 2007, *Promieniowanie słoneczne*, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGiGP UJ, 55–74.
- Woś A., 1996, *Meteorologia dla geografów*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Wójcik G., Marciniak K., 1993, *The beginning of observations of sunshine duration in Poland*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 95, 101–106.
- Wójcik G., Uscka J., 1997, *Zachmurzenie w Toruniu w latach 1986–1995*, *Materiały Konferencji Naukowej*, Klimat i bioklimat miast, Łódź, 49–50.
- Wypych A., 2004, *Przebieg roczny wilgotności powietrza w Krakowie*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, PTG Oddział Lubelski, Wydawnictwo UMCS, 446–451.
- Zinkiewicz W., 1962, *Uśłonecznienie względne Polski*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Lublin, sec. B, 10, 241–275.
- Zinkiewicz W., Warakomski W., 1959, *Zarys klimatu Lublina*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, XIV, 2, sec. B, 47–130.
- Zubân G.D., 1951, *Voprosy prostranstvennoj struktury frontov*, Trudy, CIP, 25 (52).
- Żmudzka E., 2004, *Wielkość zachmurzenia w Polsce a epoki cyrkulacyjne*, Przegląd Geofizyczny, 49, 1–2, 25–42.
- Żmudzka E., 2007, *Zmienność zachmurzenia nad Polską i jej uwarunkowania cyrkulacyjne*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

SPIS RYCIN

Ryc. 1. Zależność promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi od rodzajów chmur i wysokości Słońca (według J.R.L. Monteitha 1977)

Ryc. 2. Udział procentowy odbijania, pochłaniania i przepuszczania promieniowania słonecznego przez warstwy chmur o różnej grubości, według Hewson i Longley (1944) za Barrym i Chorleyem (1992)

Ryc. 3. *Cirrus*

Ryc. 4. *Cirrostratus*

Ryc. 5. *Cirrocumulus*

Ryc. 6. *Altostratus*

Ryc. 7. *Altostratus*

Ryc. 8. *Stratocumulus*

Ryc. 9. *Stratus*

Ryc. 10. *Nimbostratus*

Ryc. 11. *Cumulus*

Ryc. 12. *Cumulonimbus*

Ryc. 13. Collegium Śniadeckiego – dawne Obserwatorium Astronomiczne UJ w Krakowie

Ryc. 14. Heliograf na dachu budynku Collegium Śniadeckiego (stacja Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie)

Ryc. 15. Profil horyzontu heliografu na stacji Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie: a) metodą tachimetru, b) metodą fotografii widnokregu (Matuszko, Jędrzychowski 2006)

Ryc. 16. Czujnik Kipp & Zonen CM5 na dachu budynku Collegium Śniadeckiego (stacja Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie)

Ryc. 17. Kulminacja Słońca nad horyzontem [h°] i długość dnia [godziny] w Krakowie

Ryc. 18. Położenie Krakowa na tle jednostek fizycznogeograficznych (podział według K. German 2007)

Ryc. 19. Przebieg roczny ciśnienia pary wodnej [hPa] w Krakowie (1901–2000)

Ryc. 20. Stężenie pyłu zawieszonego PM_{10} [$\mu g \cdot m^{-3}$] w Krakowie w latach 2005–2007 (według *Raportu o stanie środowiska naturalnego w województwie małopolskim...*)

Ryc. 21. Średnia roczna częstość występowania [%] poszczególnych typów cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia w dorzeczu górnej Wisły (1884–2007)

Ryc. 22. Wielkość zachmurzenia [%] w typach cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia w dorzeczu górnej Wisły (1884–2007)

Ryc. 23. Roczna róża częstości [%] występowania kierunku napływu powietrza nad obszar Krakowa w latach 1884–2007 według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (a – sytuacje antycyklonalne, c – sytuacje cyklonalne)

Ryc. 24. Miesięczna częstość [%] dni z poszczególnymi masami powietrza w okresie 1951–2007 w dorzeczu górnej Wisły (według danych T. Niedźwiedzia 2007)

Ryc. 25. Miesięczna częstość [%] dni z frontami atmosferycznymi: c – ciepłym, z – zimnym, w – wszystkie, w okresie 1951–2007 w dorzeczu górnej Wisły (według danych T. Niedźwiedzia 2007)

Ryc. 26. Wielkość zachmurzenia [%] w zimie (XII, I, II) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Ryc. 27. Wielkość zachmurzenia [%] na wiosnę (III, IV, V) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Ryc. 28. Wielkość zachmurzenia [%] w lecie (VI, VII, VIII) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Ryc. 29. Wielkość zachmurzenia [%] w jesieni (IX, X, XI) w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007)

Ryc. 30. Przebieg roczny średniego dobowego zachmurzenia [%] oraz średnia ruchoma 5-dniowa

Ryc. 31. Układy chmur – 2 rodzaje, w Krakowie w terminie południowym (1906–2007)

Ryc. 32. Układy chmur – 3 rodzaje, w Krakowie w terminie południowym (1906–2007)

Ryc. 33. Układy chmur – 4 rodzaje, w Krakowie w terminie południowym (1906–2007)

Ryc. 34. Udział procentowy rodzajów chmur w Krakowie (1906–2007): a) średni, b) rano, c) południe, d) wieczór

Ryc. 35. Udział procentowy rodzajów chmur w Krakowie w terminie południowym (1906–2007): a) wiosna, b) lato, c) jesień, d) zima

Ryc. 36. Przebieg roczny średniej liczby przypadków występowania poszczególnych rodzajów chmur w terminach klimatologicznych w Krakowie (1906–2007)

Ryc. 37. Przebieg roczny średniego dziennego usłonecznienia rzeczywistego (U_d) w Krakowie (1884–2007) oraz średnia ruchoma 5-dniowa

Ryc. 38. Izoplety średnich godzinnych wartości usłonecznienia rzeczywistego (U_d) w przebiegu rocznym w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 39. Przebieg roczny występowania nieba bezchmurnego w Krakowie w terminach klimatologicznych (1906–2007)

Ryc. 40. Częstość występowania [%] nieba bezchmurnego w zależności od typu cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1884–2007 – termin południowy)

Ryc. 41. Przebieg roczny liczby dni bezchmurnych w Krakowie (1884–2007) oraz średnia ruchoma 5-dniowa

Ryc. 42. Rozkład dzienny natężenia całkowitego promieniowania słonecznego [Wm^{-2}] według czasu środkowoeuropejskiego (UTC+1) w wybranych dniach bezchmurnych lub z małym zachmurzeniem (objaśnienie w tekście) reprezentujących poszczególne miesiące w roku w Krakowie (2004–2007)

Ryc. 43. Zależność średniego dziennego usłonecznienia rzeczywistego (U_d) od średniego dziennego zachmurzenia ogólnego (Z_d) w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 44. Zależność średniego dziennego usłonecznienia rzeczywistego (U_d) od średniego dziennego zachmurzenia ogólnego (Z_d) w poszczególnych miesiącach w Krakowie (1884–2007). Symbole w prawym górnym rogu oznaczają: p_{val} – wartość p testu hipotezy o nieistotności regresji kwadratowej, R^2 – współczynnik determinacji usłonecznienia przez zachmurzenie, s_{reszt} – odchylenie reszkowe [w godzinach] (błąd modelu)

Ryc. 45. Zależność usłonecznienia rzeczywistego (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) i poszczególnych rodzajów chmur w terminie południowym w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 46. Zależność usłonecznienia rzeczywistego (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) przez *Cirrus* i *Cumulus* przy wysokości Słońca $h^\circ \leq 20^\circ$ i $50^\circ < h^\circ \leq 60^\circ$ w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 47. Nomogram zależności usłonecznienia (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) i poszczególnych rodzajów chmur – termin południowy

Ryc. 48. Zależność usłonecznienia rzeczywistego (U_{12}) od wielkości zachmurzenia (Z_{12}) i najczęściej występujących układów chmur w terminie południowym w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 49. Przebieg roczny usłonecznienia rzeczywistego (U_d) w zależności od typu zachmurzenia w Krakowie (1906–2007)

Ryc. 50. Zmierzone przy powierzchni Ziemi wartości natężenia całkowitego promieniowania słonecznego (punkty) i obliczone wartości promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery (tło) w Krakowie, białe pasy oznaczają brak danych

Ryc. 51. Przebieg dobowy natężenia promieniowania całkowitego w dniu bezchmurnym i w dniu z pokryciem nieba przez poszczególne rodzaje chmur: a) *Cirrus* (22.05.2005) – bezchmurny (12.05.2006), b) *Altostratus* (29.09.2006) – bezchmurny (1.09.2005), c) *Altostratus* (13.02.2004) – bezchmurny (21.02.2004), d) *Stratocumulus* (8.12.2004) – bezchmurny (16.12.2005), e) *Nimbostratus* (18.01.2006) – bezchmurny (17.01.2005), f) *Stratus* (12.11.2004) – bezchmurny (1.11.2005), g) *Cumulus* (10.03.2005) – bezchmurny (6.03.2004), h) *Cumulonimbus* (27.09.2004) – bezchmurny (22.09.2005)

Ryc. 52. Przebieg dobowy natężenia promieniowania całkowitego w dniach z wartością powyżej 1000 Wm⁻² w Krakowie (2004–2007), zachmurzenie Z (w oktantach) w godzinach (G): 7.00, 10.00, 13.00, 16.00, 19.00 według czasu UTC +1

Ryc. 53. Zależność sum dziennych (ΣR)_{dz} promieniowania całkowitego od sumy godzinnej (ΣR)₁₂₋₁₃ na podstawie danych z Krakowa (lata 2003–2007, termin południowy)

Ryc. 54. Różnice pomiędzy zmierzonymi a obliczonymi wartościami sum dziennych (ΣR)_{dz} promieniowania całkowitego w Krakowie (lata 2003–2007, termin południowy) w zależności od sumy godzinnej (ΣR)₁₂₋₁₃

Ryc. 55. Zależność względnej dziennej sumy promieniowania całkowitego (K/K_0) od usłonecznienia względnego (S/S_0) w Krakowie na podstawie danych z lat 2003–2007

Ryc. 56. Zależność względnej dziennej sumy promieniowania całkowitego (K/K_0) od usłonecznienia względnego (S/S_0) w Gaiku na podstawie danych z lat 2004–2006

Ryc. 57. Względne średnie godzinowe natężenie promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s , w zależności od usłonecznienia U , oraz linia regresji krzywoliniowej $R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2374 + 1,14285 \cdot U - 1,9071 \cdot U^2 + 1,172 \cdot U^3$, ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0,590$, $s_{R_{pom}/\bar{R}_s} = 0,1414 = 14,14\%$) – Kraków

Ryc. 58. Względne średnie natężenie promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s , w zależności od usłonecznienia U , oraz linia regresji krzywoliniowej $R_{pom}/\bar{R}_s = 0,2477 + 1,0032 \cdot U - 1,5146 \cdot U^2 + 0,95375 \cdot U^3$ ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0,5573$, $s_{R/R_s} = 0,1608$) – Gaik

Ryc. 59. Histogramy względnego natężenia promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s dla kolejnych wartości usłonecznienia U (Kraków, 2003–2007)

Ryc. 60. Histogramy względnego natężenia promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s dla kolejnych wartości usłonecznienia U (Gaik 2004–2006)

Ryc. 61. Mediana względnego godzinowego natężenie promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s (linia środkowa) wraz z kwartylami dolnym i górnym, w zależności od usłonecznienia godzinowego U (Kraków, 2003–2007)

Ryc. 62. Mediana względnego godzinowego natężenie promieniowania, R_{pom}/\bar{R}_s (linia środkowa) wraz z kwartylami dolnym i górnym, w zależności od usłonecznienia godzinowego U (Gaik, 2004–2006)

Ryc. 63. Przebieg wieloletni rocznych sum całkowitego promieniowania słonecznego [MJm⁻²] w Krakowie w latach 1884–2007

Ryc. 64. Porównanie przebiegu średniego rocznego zachmurzenia [%] i sum rocznych całkowitego promieniowania słonecznego [MJm⁻²] w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 65. Roczna zmienność średniego dobowego zachmurzenia [%] i dziennych sum całkowitego promieniowania słonecznego [MJm⁻²] w Krakowie (1884–2007)

Ryc. 66. Względna dobowa energia promieniowania $\Sigma R/\Sigma R_s$ [–] w zależności od średniodobowego zachmurzenia U_d [%] w Krakowie (1884–2007)

SPIS TABEL

Tabela 1. Wzory przedstawiające zależności między zachmurzeniem, usłonecznieniem i promieniowaniem słonecznym

Tabela 2. Wartości współczynnika 1-k dla różnych rodzajów chmur (według W.D. Sellers 1965)

Tabela 3. Zależność albedo (A), transmisji (T) i pochłaniania (P) chmur *Stratus* i *Stratocumulus* od wysokości Słońca [h°] i grubości chmur H [m] według N.I. Gojsy i W.M. Szoszina (1970)

Tabela 4. Przepuszczalność promieniowania słonecznego przez chmury [%] na podstawie różnych źródeł (według Suckling, Hay 1977)

Tabela 5. Albedo chmur [%] według różnych źródeł

Tabela 6. Czynniki astronomiczne dopływu promieniowania słonecznego w Krakowie (dane na 2008 rok, dla dnia 15 każdego miesiąca czasu urzędowego – obliczenia wg NOAA Sunrise/Sunset Calculator – <http://www.srrb.noaa.gov/highlights/sunrise/sunrise.html>)

Tabela 7. Podział roku ze względu na wysokość Słońca [h°] w prawdziwe południe słoneczne dla szerokości geograficznej 50°

Tabela 8. Liczba mas optycznych atmosfery (m) w zależności od wysokości Słońca (h°) według J. Tamulewicza (1997)

Tabela 9. Średnie miesięczne współczynniki przezroczystości atmosfery przy bezchmurnej pogodzie w Krakowie w godzinach południowych w okresie 1968–1985 (według Z. Oleckiego 1992)

Tabela 10. Średnie miesięczne wskaźniki zmętnienia atmosfery przy bezchmurnej pogodzie w Krakowie w godzinach południowych w okresie 1968–1975 (według M. Hessa i in. 1980)

Tabela 11. Częstość występowania [%] poszczególnych typów cyrkulacji według klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1981) w dorzeczu górnej Wisły (1884–2007)

Tabela 12. Roczna i sezonowa częstość dni z poszczególnymi masami powietrza w okresie 1951–2007 w dorzeczu górnej Wisły (według danych T. Niedźwiedzia 2007)

Tabela 13. Wartości miesięczne i roczne zachmurzenia ogólnego [%] w Krakowie (1884–2007)

Tabela 14. Średnia liczba dni bezchmurnych ($Z_d = 0$), pogodnych ($Z_d < 20\%$), chmurnych ($20\% \leq Z_d \leq 80\%$), pochmurnych ($Z_d > 80\%$) i całkowicie zachmurzonych ($Z_d = 100\%$) w Krakowie w latach 1884–2007

Tabela 15. Średnie, najwyższe i najniższe sumy miesięczne i roczne usłonecznienia rzeczywistego [w godzinach] w Krakowie (1884–2007)

Tabela 16. Średnie, najwyższe i najniższe sumy miesięczne i roczne usłonecznienia względnego [%] w Krakowie (1884–2007)

Tabela 17. Równania regresji zależności usłonecznienia rzeczywistego y [w godzinach] od zachmurzenia ogólnego x [w %] w poszczególnych miesiącach i roku w Krakowie (1884–2007)

Tabela 18. Związek między średnimi miesięcznymi wartościami zachmurzenia Z [%] i usłonecznienia względnego U [%] w Krakowie (1884–2007)

Tabela 19. Współczynniki a_0 , a_1 i a_2 regresji $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, usłonecznienia y [godziny] w godzinach 12.00–13.00 i zachmurzenia x [%] o godzinie 12.00, $x \geq Z_{min}$, oraz współczynnik deter-

minacji R^2 , wartość p dla hipotezy o nieistotności modelu $y(x)$ i odchylenie reszkowe s , dla poszczególnych rodzajów chmur (Kraków 1906–2007), a) wartości roczne, b) wiosna (III, IV, V), c) lato (VI, VII, VIII), d) jesień (IX, X, XI), e) zima (XII, I, II)

Tabela 20. Wartości godzinne usłonecznienia (U_{12}) w terminie południowym (między godz. 12.00–13.00) w zależności od rodzajów chmur i stopnia zachmurzenia (Z_{12}) w Krakowie (1906–2007)

Tabela 21. Zachmurzenie i sytuacja synoptyczna w dniach o maksymalnym dziennym usłonecznieniu (15,3 i 15,2 godziny) w Krakowie w latach 1884–2007

Tabela 22. Współczynniki a_0 , a_1 i a_2 regresji $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, usłonecznienia y [h] w godzinach 12.00–13.00 i zachmurzenia x [%] o godzinie 12.00, $x \geq Z_{min}$, oraz współczynnik determinacji R^2 , wartość p dla hipotezy o nieistotności modelu $y(x)$ i odchylenie reszkowe s dla danego układu chmur, na podstawie liczby n przypadków wystąpienia tego układu w Krakowie (1906–2007)

Tabela 23. Udział promieniowania rozproszonego w całkowitym promieniowaniu słonecznym [%] w Krakowie w okresie 1968–1975 według M. Hessa i in. (1980)

Tabela 24. Zależność całkowitego promieniowania słonecznego [Wm^{-2}] od wielkości zachmurzenia i wysokości Słońca nad horyzontem w Krakowie (2004–2007)

Tabela 25. Zachmurzenie i sytuacja synoptyczna w dniach z maksymalnym natężeniem promieniowania całkowitego (powyżej 1000 Wm^{-2}) w Krakowie (2004–2007)

Tabela 26. Osłabienie średniego godzinnego natężenia promieniowania całkowitego [Wm^{-2}] w zależności od rodzaju chmur i wysokości Słońca w stosunku do warunków bezchmurnego nieba w Krakowie (2004–2007)

Tabela 27. Zależność natężenia promieniowania całkowitego [Wm^{-2}] od wysokości Słońca w atmosferze bezchmurnej i przy różnych rodzajach chmur (całkowite zachmurzenie) według N.N. Kalitina (1950)

Tabela 28. Porównanie transmisji globalnej promieniowania słonecznego (T) w dniu bezchmurnym (B) i w dniu z wybranym rodzajem chmury: R (różnica transmisji w dniu bezchmurnym i z chmurą), S (stosunek transmisji w dniu z chmurą do transmisji w dniu bezchmurnym) w Krakowie (2004–2007)

Tabela 29. Średnie godzinowe względne natężenie promieniowania, $R_{pom}/\bar{R}_s(d,t)$, oraz odchylenie standardowe, w zależności od usłonecznienia U

Tabela 30. Przykład zestawienia wyliczonych godzinnych sum promieniowania całkowitego [MJm^{-2}] w Krakowie (styczeń 1884 rok)

Tabela 31. Średnie, najwyższe i najniższe sumy miesięczne promieniowania całkowitego [MJm^{-2}] w Krakowie (1884–2007)

SUMMARY

The study discusses the influx of solar radiation to the surface of the Earth depending on cloudiness. It attempts to identify significant constant relations between the investigated elements and phenomena, in order to pinpoint the regularities occurring in the climatic system. Not only does the study aim to describe the observed relationships, but it also intends to provide their quantitative assessment.

The analysis presented in the paper draws on a uniquely long, uninterrupted series of nephologic observations and heliographic measurements recorded at the Research Station (Astronomical Observatory) of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management of the Jagiellonian University in Krakow between 1884 and 2007 (the amount of cloudiness), and between 1906 and 2007 (cloud genera). Detailed research on the relationship between the degree of cloudiness, particular cloud genera and total solar radiation intensity, as well as on the interdependency between total radiation and sunshine duration was based on the results of measurements carried out by means of an electronic sensor from 2003 to 2007.

The research was conducted using the longest possible period and based on data with a resolution of up to 24 hours, or even up to three climatologic observation times in the case of cloudiness and to fractions of an hour for sunshine duration and radiation. Two basic quantities which describe the amount of solar radiation after it passes through the atmosphere were taken into consideration – sunshine duration and total solar radiation intensity, both measured at ground meteorological stations.

A review of the existing body of climatologic literature indicates that the issue of the degree of absorption or transmission of the Sun's radiant energy by various types of clouds has not been sufficiently explained, despite its pivotal importance for climatic research.

Due to the fact that the topic of solar radiation may relate to issues bordering on various fields of science, the key terms used throughout the study were defined in its introduction.

The subsequent parts of the dissertation discuss the conditions governing the influx of solar radiation to the surface of the Earth. An analysis of the main astronomical elements, such as the time of sunrise and sunset, as well as the height of the Sun above the horizon, reveals that in Krakow, the Sun is located at more than 60° above the horizon from the 21st of May to the 23rd of July, it culminates at an altitude exceeding 40° on more than half of all the days in a year but stays at a height of below 20° above the horizon between the 22nd of November and the 20th of January (Table 7).

The study further looks at how Krakow's location, its land development and emission of pollutants influence the transparency of the atmosphere and the nephologic conditions. The fact that the largest part of the city is situated in the valley of the Vistula River leads to frequent prolonged retention of inversion layers and the formation of *Stratus* clouds, compounded by inversion and dense land development inhibiting air exchange, which is in turn conducive to an increased concentration of pollutants and lower atmosphere transparency. In summer, at high air

temperatures, transparency drops as a result of a high content of water vapour, whereas in winter, the decrease is caused by pollutants, mainly the products of the incineration of coal or coal derivatives for municipal purposes. In general, the highest concentration of dust in winter can be observed during anticyclonic weather, with the inflow of polar continental air masses from the south-east, and when the centre of the anticyclone is located over southern Poland. The weather type typical of such periods is windless and cloudless, or with the skies completely overcast with *Stratus* clouds.

Moreover, it was possible to corroborate the results of research carried out by other authors on the importance of atmospheric circulation as the determinant of the influx of solar radiation to a given area. However, specific emphasis was placed on the fact that circulation modifies the amount of solar energy reaching the Earth's surface in an indirect way, through the occurrence of cloudiness. The impact of atmospheric circulation on cloudiness is evidenced not only by changes in the amount of cloudiness depending on the synoptic situation (Figure 22), but also in the types of clouds that occur. This means that for example, an anticyclonic wedge, irrespective of the season, is most often accompanied by *Cumulus*, *Alto cumulus*, *Cirrus* clouds, while a cyclonic trough often appears with *Nimbostratus* and *Stratocumulus*. A study of the amount of cloudiness and cloud genera in each month of the year showed, how crucial a role is played by local conditions and radiation factors, especially as far as the occurrence of low clouds is concerned. From March to September, at noon, due to enhanced convection and irrespective of the type of the synoptic situation, *Cumulus* clouds appear more often than any other cloud type, frequently even obscuring higher clouds. In the cool part of the year, advection from the west prevails, caused by the activity of Atlantic lows which trigger high cloudiness. Such type of circulation is most often accompanied by *Alto cumulus* and *Stratocumulus* clouds, associated with polar maritime air and cool fronts which dominate in that period. In winter, polar continental air masses, brought on by anticyclones from the south-east and east, lead to cloudless weather or the occurrence of *Stratus* clouds, especially in the mornings and evenings. Throughout the entire year, cloudless weather is most strongly associated with a wedge of high pressure, while it almost never occurs with north-east cyclonic situations.

An important feature of cloudiness is its variability, both in terms of time and the shape, size and density of clouds. This variability is typical of the nephologic conditions of Krakow and other places as well, exerting considerable influence on the amount of solar radiation reaching the Earth's surface. An analysis of the annual (Figure 30) and daily course of the degree and composition (Figure 33) of cloud cover reveals a similitude between the nephologic conditions in Krakow and the research results from other Polish and Central European stations quoted in literature. This allows for the supposition that all regularities in the influence of cloudiness on sunshine duration and total solar radiation identified on the basis of the data from Krakow can be referred to a larger territory, located in an urban area with similar geographical features.

An evaluation of the radiation properties of Krakow's climate indicates that astronomic factors determine sunshine duration, while meteorological ones, such as cloudiness, which is mostly dependent on atmospheric circulation, are determine its variability. It has been ascertained that small sunshine duration totals in winter are not only caused by short days but also by high cloudiness and its type. Sheet clouds which dominate in this period form a compact, radiation-tight layer. In winter, the influx of solar radiation is further limited by fog and pollution from industrial sites and heating, which is especially important when the Sun is located low above the horizon. In the warm half of the year, due to the prevalence of convection clouds, even with high degrees of cloud cover, direct radiation can reach the surface of the Earth through the gaps between vertical clouds.

An analysis of the multi-annual course of sunshine duration reveals that, contrary to what one can observe in the case of other climatic elements, such as temperature or precipitation, extreme phenomena related to sunshine duration did not occur in the last multi-annual period, but rather in the 19th and in the early 20th century. Among the exceptions are the following years:

2006, with the greatest number of hours with sunshine in July and December, and 1980, with the lowest annual total in the multi-annual period (Table 15). The fact that the maximum values of sunshine duration in the multi-annual period were not recorded in recent years confirms the assumption that global warming is more closely related with smaller radiant emittance of heat from the active surface than with the increase in the amount of solar radiation reaching the Earth. This difference can be indicative of a lesser role of clouds in the transmission of short-wave solar radiation than in the transmission of the long-wave radiation of the earth. Probably, the crucial element is the occurrence of high clouds capable of transmitting solar radiation. The recent increment in the frequency of occurrence of convection clouds, among which solar radiation passes, and the daily variability of cloud cover structure can both be of certain importance.

One of the methods used to determine the impact of cloudiness on solar radiation was a comparison of radiation under clear sky conditions with radiation values recorded with various degrees of cloud cover and with various cloud types. Under clear sky conditions, both the annual and the daily course of total radiation values are mainly shaped by changes in the length of the day and in the location of the Sun above the horizon. However, it needs to be noted that both in Krakow and in other cities located at similar latitudes, cloudless weather is quite rare. On average, there are 11 cloudless days per year, while data collected at three climatological observation times indicate that clear skies occur in only 8% of the cases recorded during cloudiness observations.

An analysis of the relationship between sunshine duration and the degree of cloud cover in Krakow confirmed that these two elements are inextricably linked, which can be attested to by the determination coefficient ($R^2 = 0.98$) of the mean daily sunshine duration depending on the mean daily cloudiness, calculated on the basis of day-to-day data for the years 1884–2007. The greatest influence of cloudiness on sunshine duration can be seen in June and July, i.e. in months with small amounts of cloudiness, when convection cloudiness and high clouds prevail, often with clear skies. The opposite relationship can be seen in months with the smallest values of sunshine duration and the highest degrees of cloud cover (many sheet clouds): December, January and February. In winter, factors such as pollution, heating-induced smoke, fog or frost accumulated on the sphere of the sunshine recorded can attenuate direct radiation and influence the readings of the device. The regression lines calculated for individual months can play the role of a nomogram, enabling the determination of an approximated number of sunshine hours on the basis of the degree of cloud cover (Figure 43). Knowing the amount of cloudiness and using the obtained formulas (Table 17), it is possible to calculate the values of sunshine duration (in hours) in each month and throughout the entire year for stations located in an area with similar geographical features.

In order to analyse the impact of particular cloud types on sunshine duration, the results of daily measurements and observations from the midday observation time between 1906 and 2007 were used. The relationship between the aforementioned variables was approximated with the $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$ model, where x stands for the degree of cloud cover [%] at noon (Z_{12}) and y for the hourly total of sunshine duration between noon and 1 p.m. The a_0 , a_1 , a_2 regression coefficients were estimated by means of the least squares method. The quality of the adjustment of function $y(x)$ to the data was assessed using the R^2 determination coefficient. Table 19 lists the calculated coefficients for the annual and seasonal values. The graphs showing the relationship between actual sunshine duration, the amount of cloudiness and cloud types indicates that the transmission of radiation differs depending on particular cloud genera (Figure 46). As a result of the conducted analysis, it was stated that total coverage of the sky by high clouds does not impede the registering of solar radiation by the sunshine recorder. It is only with slightly thicker *Cirrostratus* and *Cirrocumulus* clouds that the mark burned on the stripe is less clear.

It was noticed that the influence of particular cloud genera on sunshine duration varies slightly depending on the season and the height of the Sun above the horizon. At high altitudes of the Sun, clouds attenuate solar radiation to a lesser extent, which is why the values of sunshine dura-

tion are higher, especially in the case of *Cirrus*, *Cirrostratus* and *Cumulus* clouds (Figure 45). In the case of vertical clouds, the location of the cloud with respect to the Sun is very important. Even with high values of cloudiness, sunshine duration is recorded, provided that the Sun disc is unobstructed. If the sky is completely overcast, sheet clouds, especially *Stratus* and *Nimbostratus* are impermeable to solar radiation. However, it is not clear whether other clouds are not located above them, thus impeding the influx of radiation. The *translucidus* variation of *Altostratus*, *Altostratus* and *Stratocumulus* clouds allows for partial recording of sunshine duration.

As the cloud cover at a given moment can be composed of clouds of the same or of various types, the analysis of the influence of cloud types (systems) on sunshine duration was conducted using two methods. The first one involved selecting particular cloud systems from among all possible combinations included in the cloud observation record at the midday measurement time. With totally overcast skies, the highest values of sunshine duration are recorded first with *Cirrus* + *Cirrostratus* clouds, but also with *Cirrus* + *Cumulus*, and *Cirrus* + *Altostratus* + *Cumulus* clouds. The lowest values occur with *Nimbostratus* + *Stratocumulus* and *Stratocumulus* + *Stratus* cloud systems (Figure 47).

The other method applied in order to assess the impact of cloud systems on sunshine duration entailed the identification of cloudiness types on particular days of the analysed period (1906–2007) on the basis of preselected criteria (the amount of cloudiness and cloud types). It was stated that with each cloudiness type, the annual course of sunshine duration is determined by an astronomical factor, i.e. the change of the length of day throughout the year, and particular cloudiness types having a different attenuating effect on solar radiation. The greatest difference in the number of sunshine hours (above 14 hours) is the one between fair and cloudy weather in June and July (Figure 48).

The influence of cloudiness on total solar radiation intensity was specified by means of comparing the values of total solar radiation intensity and global transmission on a clear day and on days with the skies overcast by various types of clouds. The analysis found that clouds have a twofold effect on solar radiation intensity: in most cases they attenuate radiation, but under specific weather conditions they can also increase it. In Krakow, for the greater part of the year (from January to April and from August to December), when sheet clouds dominate, cloudiness serves to decrease radiation intensity. *Nimbostratus* and *Cumulonimbus* clouds are the ones least permeable to radiation, followed by *Stratus*, *Stratocumulus* and *Altostratus*. Differences in radiation intensity under clear sky conditions and with *Nimbostratus* clouds, reach 700 Wm^{-2} on average, while in the case of *Cumulonimbus* they are even likely to amount to 800 Wm^{-2} . *Stratocumulus* clouds also exhibit a great range of oscillations (over 400 Wm^{-2}) as regards the attenuation of total radiation. However, it was ascertained that the highest mean hourly total radiation intensity corresponds to a cloud cover of $1/8$, when the Sun stands highest above the horizon and subsequently drops as the degree of cloud cover increases (Table 24). It needs to be noted that in Krakow, the maximum (above 1000 Wm^{-2}) momentary values of total radiation are recorded with the cloud cover equal to or greater than $3/8$ and often $6/8$. Such situations only occur from May to July i.e. when the Sun stands highest above the horizon and convection clouds dominate (Table 25).

In Krakow, just as at other research stations, a momentary increase in the value of total solar radiation when compared with clear sky conditions is possible for vertical and *Cirrus* clouds. Such a situation occurs when atmosphere transparency is high, the sun disc is unobstructed by clouds and the direct radiation beam reaches the surface of the Earth undisturbed, and in addition with incoming dispersed radiation from clouds located in the area surrounding the sun. Total radiation intensity increased by well developed *Cumulus*, *Cumulonimbus* and in exceptional cases *Stratocumulus castellanus* clouds when compared with clear-sky values is induced by a mirror effect and diffraction of the radiation at the edge of the cloud. Right before the sun disc is covered by clouds and right after it is uncovered again, radiation intensity reaches very high values, depending on cloud types and genera. Differences in the radiation intensity when

the Sun was covered by *Cirrus spissatus* clouds equalled about 100 Wm^{-2} , *Cirrostratus fibratus* – $150\text{--}300 \text{ Wm}^{-2}$, *Cumulus humilis* – $200\text{--}300 \text{ Wm}^{-2}$, *Cumulus mediocris* – 450 Wm^{-2} , *Cumulus congestus* – 600 Wm^{-2} , *Cumulus* and *Stratocumulus* – 600 Wm^{-2} , *Cumulus* and *Alto cumulus* – 800 Wm^{-2} (Figure 50).

In order to assess how the regularities in the relationship between cloudiness and the duration and intensity of solar radiation identified for one hour can be scaled up to the entire day, the relationship between the daily radiation energy and the energy between noon and 1 p.m. was presented as a square regression equation, for which specific coefficients were determined.

Since total radiation and sunshine duration are measurable quantities, it was assumed that their mutual relationship expressed numerically will be more objective than in the case of the impact of cloudiness on solar radiation. The relationship between the said two elements was calculated taking into account the hourly values of sunshine duration and total solar radiation intensity, using a function which incorporates a transmission coefficient (relative mean hourly radiation intensity), depending on sunshine duration $(R/\bar{R}_s)(U)$. In order to eliminate the variability of radiation intensity triggered by the changes in the height of the Sun above the horizon, the seasonality of radiation and the daily rhythm, relative intensity of total radiation (global transmission) was calculated. The regression equations calculated on the basis of individual measurements in Krakow (Figure 56) and Gaik-Brzezowa (Figure 57) can be used for any one hour long periods during the day.

In the final part of the study, on the basis of hourly values of sunshine duration for every day in the years 1884–2007, as well as using everyday 10-minute results of measurements of total radiation intensity in Krakow from 2004 to 2007, sums of total radiation received by 1 m^2 of surface within one hour on every day of the 1884–2007 period were calculated. Using reconstructed hourly data, daily, monthly and daily sums of total radiation throughout the investigated period were calculated, which was followed by an analysis of the influence of cloudiness on total solar radiation sums. It was stated that the multi-annual variability of total radiation sums can be explained by the variability of cloudiness, mostly determined by atmospheric circulation, modified by anthropogenic factors. A prominent role in solar radiation variability is played by atmospheric aerosols, which affect the Earth's energy balance both directly and indirectly, through their influence on the formation and properties of clouds.

Clarifying the influence of cloudiness on the amount of solar energy reaching the Earth would certainly help to understand the current climate change. However, in climatology, this very problem is one of the most difficult to solve and requires further studies, both experimental and theoretical.

LIST OF FIGURES

Fig. 1. Solar radiation reaching the Earth's surface, depending on cloud genera and the height of the Sun (according to J.R.L. Monteith 1977)

Fig. 2. Percentage share of reflection, absorption and transmission of solar radiation through layers of clouds with various thickness according to Hewson and Longley (1944), and Barry and Chorley (1992)

Fig. 13. Śniadecki College – former Astronomical Observatory of the Jagiellonian University in Krakow

Fig. 14. A sunshine recorder on the roof of the Śniadecki College (research station of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Krakow)

Fig. 15. Profile of the horizon of the sunshine recorder at the research station of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Krakow: a) the total station method, b) horizon photograph (Matuszko, Jędrychowski 2006)

Fig. 16. Kipp&Zonen CM5 meter on the roof of the Śniadecki College (research station of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Krakow)

Fig. 17. The Sun's culmination over the horizon [h°] and the length of day [in hours] in Krakow

Fig. 18. Krakow's location against the backdrop of physical-geographical units (according to K. German 2007)

Fig. 19. Annual course of water vapour pressure [hPa] in Krakow (1901–2000)

Fig. 20. Concentration of suspended dust PM10 [$\mu g \cdot m^{-3}$] in Krakow between 2005 and 2007 (according to the report on the condition of the natural environment in the Małopolska Region...)

Fig. 21. Mean annual frequency of occurrence [%] of particular circulation types according to T. Niedźwiedź's classification in the upper Vistula basin (1884–2007)

Fig. 22. Amount of cloudiness [%] in various circulation types according to T. Niedźwiedź's classification, in the upper Vistula basin (1884–2007)

Fig. 23. Annual difference in the frequency [%] of occurrence of the direction of advection of air to Krakow between 1884 and 2007 according to T. Niedźwiedź's classification (a – anti-cyclonic situations, c – cyclonic situations)

Fig. 24. Monthly frequency [%] of days with particular air masses between 1951 and 2007 in the upper Vistula basin (according to data collected by T. Niedźwiedź 2007)

Fig. 25. Monthly frequency [%] of days with atmospheric fronts: c – warm, z – cold, w – all, between 1951 and 2007 in the upper Vistula basin (according to data collected by T. Niedźwiedź 2007)

Fig. 26. Amount of cloudiness [%] in winter (Dec-XII, Jan-I, Feb-II) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

Fig. 27. Amount of cloudiness [%] in spring (Mar-III, Apr-IV, May-V) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

Fig. 28. Amount of cloudiness [%] in summer (Jun-VI, Jul-VII, Aug-VIII) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

Fig. 29. Amount of cloudiness [%] in autumn (Sep-IX, Oct-X, Nov-XI) depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007)

Fig. 30. Annual course of mean daily cloudiness [%] and 5-day moving average

Fig. 31. Cloud patterns – 2 genera, in Krakow at midday (1906–2007)

Fig. 32. Cloud patterns – 3 genera, in Krakow at midday (1906–2007)

Fig. 33. Cloud patterns – 4 genera, in Krakow at midday (1906–2007)

Fig. 34. Percentage share of particular cloud genera in Krakow (1906–2007): a) mean, b) morning, c) midday, d) evening

Fig. 35. Percentage share of particular cloud genera in Krakow (1906–2007): a) spring, b) summer, c) autumn, d) winter

Fig. 36. Annual course of the mean number of cases of occurrence of particular cloud genera at climatologic observation times in Krakow (1906–2007)

Fig. 37. Annual course of mean daily actual sunshine duration (U_d) in Krakow (1884–2007) and the five-day moving average

Fig. 38. Isopleths of the mean hourly values of actual sunshine duration (U_d) in the annual course in Krakow (1884–2007)

Fig. 39. Annual course of the occurrence of clear skies in Krakow at climatologic observation times (1906–2007)

Fig. 40. Frequency of occurrence [%] of clear skies, depending on circulation type according to T. Niedźwiedź's classification (1884–2007 – midday observation time)

Fig. 41. Annual course of the number of cloudless days in Krakow (1884–2007) and the five-day moving average

Fig. 42. Daily distribution of total solar radiation intensity [Wm^{-2}] according to UTC+1 on selected days without or with small amounts of cloudiness (see text for explanations), representing individual months of the year in Krakow (2004–2007)

Fig. 43. Mean daily actual sunshine duration (U_d) depending on mean daily total cloudiness (Z_d) in Krakow (1884–2007)

Fig. 44. Mean daily actual sunshine duration (U_d) depending on the mean daily total cloudiness (Z_d) in particular months in Krakow (1884–2007). Symbols in the top right corner stand for the following: p_{val} – p value of the insignificance of square regression hypothesis test, R^2 – sunshine duration determination coefficient by cloudiness, s_{reszt} – rest deviation [in hours] (error of the model)

Fig. 45. Actual sunshine duration (U_{12}) depending on the amount of cloudiness (Z_{12}) and particular cloud genera at noon in Krakow (1884–2007)

Fig. 46. Actual sunshine duration (U_{12}) depending on the amount of cloudiness (Z_{12}) with *Cirrus* and *Cumulus* clouds, and the Sun at a height of $h^\circ \leq 20^\circ$ and $50^\circ < h \leq 60^\circ$ in Krakow (1884–2007)

Fig. 47. A nomogram of the dependency of sunshine duration (U_{12}) on the amount of cloudiness (Z_{12}) and particular cloud genera – midday measurement time

Fig. 48. Actual sunshine duration (U_{12}) depending on the amount of cloudiness (Z_{12}) and the most frequent cloud patterns at noon in Krakow (1884–2007)

Fig. 49. Annual course of actual sunshine duration (U_d) depending on the type of cloud cover in Krakow (1906–2007)

Fig. 50. Values of total solar radiation intensity measured at the surface of the Earth (points) and calculated values of solar radiation at the uppermost layer of the atmosphere (background) in Krakow; white stripes signify a lack of data

Fig. 51. Daily course of total solar radiation intensity on a cloudless day and on a day with the sky overcast by particular cloud genera: a) *Cirrus* (22/05/2005) – cloudless (12/05/2006), b) *Alto cumulus* (29/09/2006) – cloudless (1/09/2005), c) *Altostratus* (13/02/2004) – cloudless (21/02/2004), d) *Stratocumulus* (8/12/2004) – cloudless (16/12/2005), e) *Nimbostratus* (18/01/2006) – cloudless (17/01/2005), f) *Stratus* (12/11/2004) – cloudless (1/11/2005), g) *Cumulus* (10/03/2005) – cloudless (6/03/2004), h) *Cumulonimbus* (27/09/2004) – cloudless (22/09/2005)

Fig. 52. Daily course of total solar radiation intensity on days with over 1000 Wm^{-2} in Krakow (2004–2007), cloudiness Z (in octas) at (G): 7.00 a.m., 10.00 a.m., 1.00 p.m., 4.00 a.m., 7.00 p.m. UTC +1

Fig. 53. Daily sums $(\Sigma R)_{dz}$ of total radiation depending on the hourly total $(\Sigma R)_{12-13}$ on the basis of data for Krakow (2003–2007, midday)

Fig. 54. Differences between the measured and calculated values of daily sums $(\Sigma R)_{dz}$ of total radiation in Krakow (2003–2007, midday) depending on the hourly total $(\Sigma R)_{12-13}$

Fig. 55. Daily sums of total solar radiation (K/K_0) depending on relative sunshine duration (S/S_0) in Krakow, on the basis of data for lat 2003–2007

Fig. 56. Relative daily sums of total radiation (K/K_0) depending on relative sunshine duration (S/S_0) in Gaik on the basis of data for 2004–2006

Fig. 57. Relative mean hourly radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s , depending on sunshine duration U , and curvilinear regression line $R_{pom}/\bar{R}_s = 0.2374 + 1.14285 \cdot U - 1.9071 \cdot U^2 + 1.172 \cdot U^3$, ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0.590$, $s_{R_{pom}}/\bar{R}_s = 0.1414 = 14.14\%$) – Krakow

Fig. 58. Relative mean radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s , depending on sunshine duration U , and curvilinear regression line $R_{pom}/\bar{R}_s = 0.2477 + 1.0032 \cdot U - 1.5146 \cdot U^2 + 0.95375 \cdot U^3$ ($p_v < 10^{-5}$, $R^2 = 0.5573$, $s_{R_{pom}}/\bar{R}_s = 0.1608$) – Gaik

Fig. 59. Histograms of relative radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s for successive values of sunshine duration U (Krakow, 2003–2007)

Fig. 60. Histograms of relative radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s for successive values of sunshine duration U (Gaik 2004–2006)

Fig. 61. The median of relative hourly radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s (middle line) together with upper and lower quartiles, depending on hourly values of sunshine duration U (Krakow, 2003–2007)

Fig. 62. The median of relative hourly radiation intensity, R_{pom}/\bar{R}_s (middle line) together with upper and lower quartiles, depending on hourly values of sunshine duration U (Gaik, 2004–2006)

Fig. 63. Multiannual course of annual sums of total solar radiation $[\text{MJm}^{-2}]$ in Krakow between 1884–2007

Fig. 64. Comparison of the mean annual course of cloudiness [%] and annual sums of total solar radiation intensity $[\text{MJm}^{-2}]$ in Krakow (1884–2007)

Fig. 65. Annual variability of mean daily cloudiness [%] and daily sums of total solar radiation $[\text{MJm}^{-2}]$ in Krakow (1884–2007)

Fig. 66. Relative daily radiation energy $\Sigma R/\Sigma R_s$ [–] depending on mean daily cloudiness Z_d [%] in Krakow (1884–2007)

LIST OF TABLES

Table 1. Formulas showing the relationships between cloudiness, sunshine duration and solar radiation

Table 2. Values of the 1-k coefficient for various cloud types (according to W. D. Sellers 1965)

Table 3. The relationship between the albedo (A), transmission (T) and absorption (P) of *Stratus* and *Stratocumulus* clouds, and the height of the Sun [h°] and cloud thickness H [m], according to N.I. Gojsa and W. M. Szoszin (1970)

Table 4. Solar radiation transmission through clouds [%] on the basis of various sources (according to Suckling, Hay 1977)

Table 5. Cloud albedo [%] according to various sources

Table 6. Astronomical factors and their influence on the influx of solar radiation in Krakow (data as of 2008 year, for the 15th of each month, official time – calculations according to NOAA Sunrise/Sunset Calculator (<http://www.srrb.noaa.gov/highlights/sunrise/sunrise.html>))

Table 7. Division of the year by the height of the Sun [h°] at actual solar noon for latitude 50°

Table 8. The number of optical masses of the atmosphere (m) depending on the height of the Sun (h°) according to J. Tamulewicz (1997)

Table 9. Mean monthly atmospheric transparency coefficients under clear sky conditions in Krakow in the midday hours between 1968 and 1985 (according to Z. Olecki 1992)

Table 10. Mean monthly indicators of atmospheric opacity under clear sky conditions in Krakow in the midday hours between 1968 and 1975 (according to M. Hess et al. 1980)

Table 11. Frequency of occurrence [%] of particular circulation types, according to T. Niedźwiedź's classification (1981), in the upper Vistula basin (1884–2007)

Table 12. Annual and seasonal frequency of occurrence of days with particular air mass types between 1951 and 2007 in the upper Vistula basin (according to data collected by T. Niedźwiedź 2007)

Table 13. Monthly and annual values of total cloudiness [%] in Krakow (1884–2007)

Table 14. Average number of cloudless ($Z_d = 0$), clear ($Z_d < 20\%$), cloudy ($20\% \leq Z_d \leq 80\%$), cloudy ($Z_d > 80\%$) and completely overcast ($Z_d = 100\%$) days in Krakow between 1884 and 2007

Table 15. Mean, maximum and minimum monthly and annual totals of actual sunshine duration [in hours] in Krakow (1884–2007)

Table 16. Mean, maximum and minimum monthly and annual totals of relative sunshine duration [%] in Krakow (1884–2007)

Table 17. Regression equations for the relationship of actual sunshine duration y [in hours] and general cloudiness x [%] in particular months and throughout the year in Krakow (1884–2007)

Table 18. The relationship between the mean monthly values of cloudiness Z [%] and relative sunshine duration U [%] in Krakow (1884–2007)

Table 19. Coefficients a_0 , a_1 and a_2 of regression $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, sunshine duration y [in hours] between noon and 1 p.m. and cloudiness x [%] at noon, $x \geq Z_{min}$, and the R^2 determination coefficient, p value of the hypothesis of the insignificance of the $y(x)$ model and rest deviations, for particular cloud genera (Krakow 1906–2007), a) annual values, b) spring (Mar-III, Apr-IV, May-V), c) summer (Jun-VI, Jul-VII, Aug-VIII), d) autumn (Sep-IX, Oct-X, Nov-XI), e) winter (Dec-XII, Jan-I, Feb-II)

Table 20. Hourly values of sunshine duration (U_{12}) at midday (between noon and 1 p.m.) depending on cloud types and the degree of cloud cover (Z_{12}) in Krakow (1906–2007)

Table 21. Cloudiness and synoptic situation on days with the maximum daily sunshine duration (15.3 and 15.2 hours) in Krakow between 1884 and 2007

Table 22. Coefficients a_0 , a_1 and a_2 of regression $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2$, sunshine duration y [in hours] between noon and 1 p.m., and cloudiness x [%] at noon, $x \geq Z_{min}$, and the R^2 determination coefficient, p value of the hypothesis of the insignificance of the $y(x)$ model and rest deviations s , for particular cloud patterns, on the basis of n cases of the occurrence of this pattern in Krakow (1906–2007)

Table 23. Share of dispersed radiation in the total solar radiation [%] in Krakow between 1968 and 1975 according to M. Hess et al. (1980)

Table 24. The dependency of total solar radiation [Wm^{-2}] on the amount of cloudiness and the height of the Sun above the horizon in Krakow (2004–2007)

Table 25. Cloudiness and synoptic situation on days with the maximum total solar radiation intensity (over $1000 Wm^{-2}$) in Krakow (2004–2007)

Table 26. Attenuation of the mean hourly intensity of total radiation [Wm^{-2}] depending on the type of clouds and the height of the Sun above the horizon when compared with clear sky conditions in Krakow (2004–2007)

Table 27. The relationship between total solar radiation intensity [Wm^{-2}] and the height of the Sun above the horizon in cloudless atmosphere and with various genera of clouds (totally overcast conditions) according to N.N. Kalitin (1950)

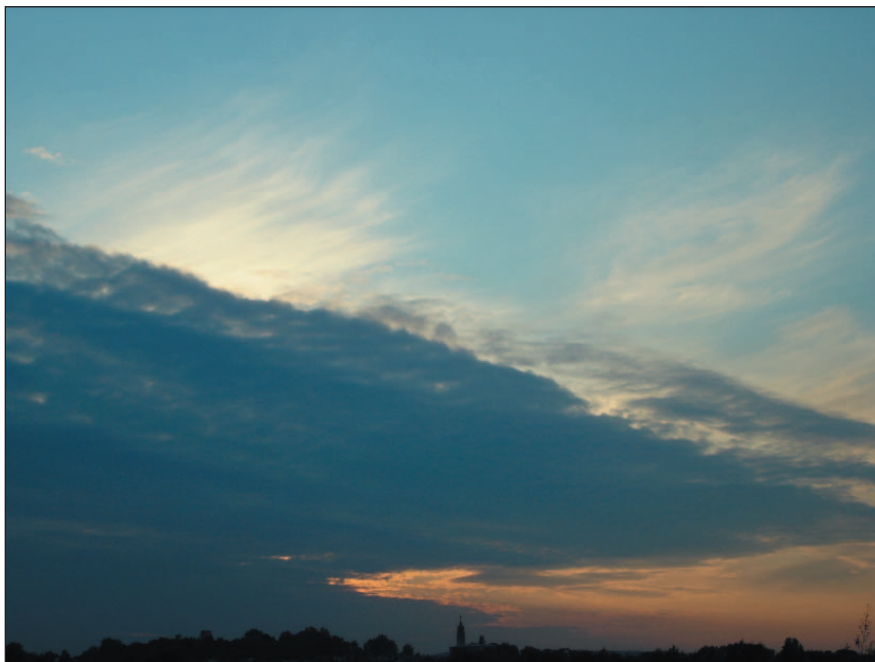
Table 28. A comparison of global transmission of solar radiation (T) on a cloudless day (B) and on days with selected cloud genus: R (differences in transmission on a clear day and on a day with clouds), S (relation of transmission on an overcast day and on a clear one) in Krakow (2004–2007)

Table 29. Mean hourly relative radiation intensity, $R_{pom}/\bar{R}_s(d, t)$, and standard deviation depending on sunshine duration (U)

Table 30. An example of a list of calculated hourly sums of total radiation [MJm^{-2}] in Krakow (January 1884)

Table 31. Mean, maximum and minimum monthly sums of total radiation [MJm^{-2}] in Krakow (1884–2007)

UKŁADY CHMUR



Cirrus i Altocumulus



Cirrus i Cumulus



Altocumulus i Cumulus



Stratocumulus i Cumulus



Cirrus, Stratocumulus, Cumulus



Altocumulus, Stratocumulus, Cumulus



Cirrus, Altocumulus, Cumulus



Cirrus, Altocumulus, Cumulus



Alto cumulus, Stratocumulus, Cumulus



Cirrus, Alto cumulus, Stratocumulus, Cumulus



Alto cumulus, Altostratus, Stratocumulus, Cumulonimbus



Cirrus, Alto cumulus, Stratocumulus, Cumulus



Cirrus, Altocumulus, Stratocumulus, Cumulus, Cumulonimbus



Cumulonimbus mamma, Stratocumulus, Cumulus

GATUNKI CHMUR



Cumulonimbus calvus



Cumulonimbus capillatus



Cumulus humilis



Cumulus congestus



Cirrus fibratus



Cirrus spissatus



Stratocumulus stratiformis



Stratocumulus castellanus

ODMIANY CHMUR



Stratocumulus stratiformis translucidus



Stratocumulus stratiformis opacus

REDAKTOR
Dorota Węgierska

KOREKTOR
Dorota Bednarska

SKŁAD I ŁAMANIE
Katarzyna Kerschner